Natural History Museum Library
000309742

347.

14 MAR. 1914

BAND V HEFT 2

GEOLOGISCHE RUNDSCHAU

ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

UNTER MITWIRKUNG DER
DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

HERAUSGEGEBEN VON DER

GEOLOGISCHEN VEREINIGUNG

UNTER DER REDAKTION VON

G. STEINMANN
(BONN)

W. SALOMON (HEIDELBERG) O. WILCKENS (STRASSBURG i. E.)

ERSCHEINT JÄHRLICH IN 8 HEFTEN VON JE 4—5 BOGEN
ABONNEMENTSPREIS M. 12.—. EINZELHEFTE M. 2.—

LEIPZIG UND BERLIN
VERLAG VON WILHELM ENGELMANN
1914

Ausgegeben am 10. März 1914.

INHALT

Seite

I. Aufsätze und Mitteilungen:

Kurt Leuchs, Die Bedeutung der Überschiebungen in Zentralasien 81

Max Storz, Die neue Periode des Vesuvs. (Mit 3 Figuren im Text und Tafel I) 88

II. Besprechungen:

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung:

Die Anwendung der Decken-Theorie auf die Ostalpen. I. (F. Heritsch) (Mit Tafel II) 95

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft:

Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. (F. F. Hahn). (Mit 1 Figur im Text) 112

III. Geologischer Unterricht 146

IV. Bücher- und Zeitschriftenschau 146

V. Personalia 151

†Theodosius Tschernyschew von E. Kayser. (Mit Tafel III) . 151

VI. Versammlungen 155

VII. Geologische Vereinigung: Hauptversammlung in Frankfurt a. M. 10. u. 11. Januar 1914 155

G. Klemm: Über Parallelstruktur in Eruptivgesteinen 157

E. Kayser, Über die Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbes. Talbildung in der Umgegend von Marburg . . 158

Ortsgruppe Mannheim-Heidelberg, Ortsgruppe München . . . 159

Die Fachgenossen und Verleger werden gebeten, Bücher und Sonderabzüge zum Zweck der Besprechung an den Verleger der Rundschau, Wilhelm Engelmann, Leipzig, Mittelstraße 2 zu senden. Ebendahin sind auch Beschwerden über nicht zugegangene Hefte der Zeitschrift zu richten.

Zusendungen an die Redaktion.

An den Redakteur Professor ***G. Steinmann, Bonn,*** *Poppelsdorfer Allee 98* sind zu senden:

1. Manuskripte von Aufsätzen und kleineren Mitteilungen, Notizen usw.
2. Besprechungen aus den Gebieten: Tektonik, Niveauschwankungen, Morphologie, Erosion, Glazialgeologie, Sedimentbildung, Erdöl, Kohlen, usw. Geologischer Unterricht.

An den Mitredakteur Professor ***W. Salomon, Heidelberg:***

Besprechungen aus den Gebieten: Chemische Geologie, Petrographie, Salzlagerstätten, Metamorphosen, Erzgangbildung, Präkambrium, Erdinneres, Vulkanismus, Erdbeben, Geologie anderer Weltkörper, Technische Geologie.

An den Mitredakteur Professor ***O. Wilckens, Straßburg i. E.,*** *Ruprechtsauer Allee 22:*

Besprechungen aus den Gebieten: Stratigraphie, Regionale Geologie.

Die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen erhalten 100 Sonderabzüge unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten. Zusammenfassende Besprechungen werden mit 60 ℳ, Einzelreferate und kleinere Mitteilungen mit 40 ℳ für den Bogen honoriert. Von den Besprechungen werden 50 Sonderabzüge unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert.

Über die Beigabe von Abbildungen ist vorherige Verständigung mit der Redaktion erforderlich.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:
Autornamen ~~~~~~ (Majuskel), Fossiliennamen ———— (kursiv), wichtige Dinge ———— (gesperrt), Überschriften ═══ (fett).

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Die Bedeutung der Überschiebungen in Zentralasien.

Von **Kurt Leuchs.**

Literatur.

Bogdanowitsch, Geol. Untersuchungen in Ostturkestan (Arbeiten der tibetanischen Expedition unter Führung von Piewtzow, Bd. 2, St. Petersburg 1892 russ.).

Gröber, Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse einer Forschungsreise im südl. Tianschan. Zentralbl. Min. 1910.

Huntington, The Depression of Turfan in Central Asia. Geogr. J. 1907.

Keidel, Geol. Unters. im südl. Tianschan. N. Ib. Min. Beil.-Bd. 22, 1906.

Leuchs, Ergebnisse neuer geol. Forschung im Tianschan. Geol. Rundschau 1913.

Leuchs, Beiträge zur Geol. des westl. Kwenlun und Westtibets, Z. D. Geol. Ges. 1913.

Merzbacher, Von meiner neuen Tianschan-Expedition 1907 u. 1908. Z. Ges. Erdk. Berlin 1910.

Muschketow, D., Le Ferghana oriental (russ. mit franz. Rés.) Bull. Comité géologique 1911.

Obrutschew, Über geol. Unters. im Tarbagatai u. Barlyk im Jahre 1905. Annuaire géol. et min. de la Russie 1906.

Obrutschew, Über eine geol. Unters. der Bergrücken Dshair, Urkaschar u. Semistai im Jahre 1906. Ann. géol. et min. de la Russie 1907.

Obrutschew, Reise im Barlyk, Maili und Djair im Sommer 1909. Peterm. Mitt. 1910.

Obrutschew, Das Grenzgebiet der Dsungarei. Bd. 1 Reisebeobachtungen. Lieferung 1. Barlyk, Maili, Djair u. Umgebung (russ.). Beilage z. Iswestija d. Tomsker Technolog. Instituts 1912.

Stoliczka, Geol. Observations made on a Visit to the Chaderkul. Records Geol. Survey of India 1874 und Quart. J. 1874.

Suess, Eduard, Das Antlitz der Erde. Bd. 1, 31, 32.

Weber, Recherches géologiques faites en 1902 dans le Ferghana (russ. mit franz. Rés.). Bull. Comité géol. 1903.

Weber, Recherches géologiques dans le Ferghana en 1909—1910 (russ. mit franz. Rés.). Bull. Comité géol. 1910.

Eine Analyse des asiatischen Baues hat Eduard Suess gegeben. Diese muß ich zum Verständnis meiner Ausführungen kurz skizzieren.

Das präcambrische Angaraland zwischen Jenissei und Lena geht im S. über in das Amphitheater von Irkutsk. Dessen Teile zeigen Überfaltung gegen innen, und zwar aus präcambrischer Zeit. Spätere Gebirgsbildungen, präcarbonisch, mesozoisch und tertiär, geschehen in gleicher Richtung.

Es folgt der alte Scheitel. Er umfaßt die Gebirge vom Khingan im O. bis zum Baikalsee und die ostsajanischen Ketten westl. des Sees. Auch hier ist die Faltung präcambrisch, das Amphitheater von Irkutsk erscheint als Einbruch des alten Scheitels, welcher ebenfalls präcambrisch, aber später als die Faltung erfolgt ist. Die Richtung der Faltung ist verschieden, am konvexen Rand nach außen, am konkaven nach innen.

Die tektonische Kraft verlagert sich nach W., in das Zwischengebiet von Minussinsk. Auch hier sind die Ketten nach S. stark konvex, die Faltung ist prädevonisch, die Bewegungsrichtung gleich der des alten Scheitels.

Daran schließt sich im SW. der Scheitel des Altai. Er ist jüngerer Entstehung, carbonisch, und ist unabhängig vom alten Scheitel. Faltung in der Richtung gegen innen ist vielleicht vorhanden, die Faltung nach außen überwiegt weitaus. Die Entwicklung der vom Altaischeitel ausgehenden Ketten nach O. hemmt der alte Scheitel, daher liegt die Hauptmasse der Ketten im SW. Es sind die großen innerasiatischen Hochgebirge: Altai, Tianschan, Alai, Kwenlun, Karakorum, Transhimalaya, Himalaya. Sie verlängern sich nach den Seiten und setzen sich fort durch die ganze Breite von Asien und weiter durch Europa und Nordafrika. Vom Carbon bis in das Tertiär reicht ihre Entstehung. In Asien gliedert sich ein Stück nach dem andern dem alten Kontinent an, Angaraland wächst nach Süd, indem immer neue Ketten dem Meer entsteigen. Gemeinsam ist allen diesen Ketten die Bewegung nach außen, vom Scheitel weg, also nach S.

Die Thetys wird schmäler und schmäler, und zuletzt falten sich die äußersten Ketten des Himalaya über die südliche Küste des Meeres, über Gondwana.

Damit ist das heutige Asien gebildet.

Die Vorfaltung, die Tendenz einer Bewegung nach außen, vom alten Festland gegen das Meer, ist nach Suess durchaus vorhanden. Sie dominiert im alten Scheitel, im Zwischengebiet von Minussinsk, im Altaischeitel und in allen vom Altaischeitel abhängigen Ketten.

Außer dieser Tendenz nach außen ist aber noch eine entgegengesetzt wirkende Tendenz in vielen Gebieten sichtbar, nämlich eine Bewegungsrichtung nach innen. Sie ist manchmal stark ausgeprägt, manchmal nur schwach, aber häufig zu erkennen. So hat sie im Amphitheater von Irkutsk sich vom Präcambrium bis zum Tertiär geltend gemacht.

Suess bezeichnet sie als Rückfaltung.

Und mit der Annahme, daß die nach innen gerichteten Faltungen gewissermaßen nur als Begleiterscheinungen der nach außen gerichteten Faltungen auftreten: »durch einen Überschuß an Volumen in den oberen Zonen der Erde«, wird die Hypothese des durchaus einseitigen Baues gestützt und begründet.

So überzeugend nun diese Theorie — und zwar nicht nur bei flüchtiger Prüfung! — auch erscheint, und so sehr sie geeignet ist, die großen Linien im Bauplan Asiens zu erklären, so ergibt sich doch durch die Forschungen der letzten Zeit in Zentralasien eine Reihe von Tatsachen, welche meines Erachtens mit der Theorie von Suess nicht im Einklang stehen. Diese möchte ich nun besprechen, ganz kurz und nur so weit, als es für das Thema nötig ist.

1. Südrand des Tianschan.

Nördlich von Kaschgar querte Stoliczka 3 Ketten des Tianschan. Er fand die 1. Kette aufgebaut aus tertiären Artyschschichten, in der 2. Kette nördl. Tschungterek Kontakt von Artyschschichten mit Devonkalken, und zwar teils in Form einer steil südfallenden Verwerfung, teils als Überschiebung des Devons nach Süd über die Artyschschichten, in der 3. Kette ebensolche Überschiebung von paläozoischen, wahrscheinlich devonischen Dolomiten über Artyschschichten. Stoliczka sagt, daß am Südrand des Tianschan eine Senkung stattfand, und mit dieser Senkung stehen Verwerfung und Überschiebungen in ursächlichem Zusammenhang.

Im Kokschaaltau stellte Keidel Überschiebung von paläozoischem, wahrscheinlich carbonischem Crinoideenkalk über tertiäre Hanhaischichten fest. Diese Überschiebung ist nur im westlichen Teil, dem Bedelbogen vorhanden, im östlichen Teil, dem Dschannartbogen, liegen die Hanhaischichten diskordant auf dem Carbon. Die Richtung der Überschiebung geht nach S.

Stärker und häufiger sind Überschiebungen in dem Gebiet südlich vom Kokschaalfluß, das vom Kokschaaltau durch eine bedeutende Störungszone getrennt ist. Gröber fand Überschiebung von oberem Obercarbon über unteres Ober- und oberes Untercarbon. Zwei tertiäre Faltungsperioden können dort unterschieden werden: die erste wirkte in N.-S.-Richtung, die zweite ungefähr senkrecht dazu in W.-O. Durch die zweite Faltung entstanden Abweichungen von der Streichrichtung der Falten der ersten Bewegung und durch den Widerstand der schon gefalteten Massen gegen neue Faltung, zusammen mit dem Absinken großer Schollen kam es zur Ausbildung von Überschiebungen.

Im Sabawtschöbogen, östlich des Kum-Aryk, herrschen ähnliche Verhältnisse wie im Bedelbogen, indem hier die Hanhaischichten an manchen Stellen von Paläozoicum überschoben sind, in der Richtung von N. nach S.

Weiter nach Ost werden die Verhältnisse einfacher. In Staffelbrüchen sinkt das Gebirge nach S. ab, wobei meist die Schichten nach S. einfallen.

So zeigt der Südrand des Tianschan in seiner ganzen Länge Erscheinungen, welche bei Entstehung einer großen Niveaudifferenz auftreten. Das beweisen nicht nur die Staffelbrüche des Ostens, sondern auch die Überschiebungen und Absenkungen des Westens. Bei allen diesen

tektonischen Vorgängen ist die Bildung des Tarimbeckens die Ursache ihrer Entstehung. Daher zeigen die Überschiebungen alle, ohne Ausnahme, die Richtung der Bewegung vom höheren gegen das tiefere Gebiet, also von N. nach S., bzw. von W. nach O. Ich nehme an, daß durch den Einbruch des Tarimbeckens, der im Tertiär, und zwar posteocän erfolgte, in den Randgebieten, also hier im südlichen Tianschan, Spannungen ausgelöst wurden, welche zur Entstehung der Überschiebungen Anlaß gaben.

Wir teilen bekanntlich die tektonischen Bewegungen in 2 Gruppen: in tangentiale und radiale. Hier nun sehen wir, wie durch einen und denselben Vorgang, nämlich durch die radiale Bewegung, den Einbruch des Tarimbeckens, auch tangentiale Bewegungen entstehen. Die tangentialen Bewegungen sind hervorgerufen durch die radialen.

2. Tianschangraben.

Im Herzen des asiatischen Kontinentes erstreckt sich, heute in einer Länge von 680 km nachgewiesen, der Tianschangraben, dessen tiefster Punkt 169 m unter dem Meeresspiegel liegt. Untercarbonische und devonische Sedimente bilden seine beiden Ränder, den Tschultagh im S., Dschargess und Bogdo-ola im N. Diese bricht staffelförmig gegen den Graben ab, die Gesteine dieses Gebietes sind stark zertrümmert, und einzelne Schollen sind überkippt. Die Hanhaischichten liegen in der Tiefe des Grabens. Die Entstehungszeit dieses riesigen Einbruches ist ungefähr oder ganz gleich der des Tarimbeckens. Radiale Bewegungen herrschen vor, die Gesteine zeigen starke mechanische Beeinflussung, tangentiale Bewegungen treten sehr zurück.

3. Nordrand des Tianschan.

Eine Anzahl von kleinen, mehr oder weniger isolierten Gebirgsstöcken bildet die nördlichsten Teile des Tianschan. Den gleichen Charakter zeigen die südlichsten Teile des Altai, und nach dem geologischen Bau kann keine scharfe Grenze zwischen beiden Gebirgssystemen gezogen werden. Obrutschew hat in den letzten Jahren diese Gebiete untersucht, und ihm verdanken wir die Kenntnis ihres Aufbaues.

Wir sehen hier keine geschlossen über weite Gebiete hinziehenden Ketten mehr, wie im Hauptteil des Tianschan, sondern das ganze Gebiet ist von radialen Dislokationen kreuz und quer durchschnitten. Die Dislokationen sind teils einfache Verwerfungen, teils Parallelverwerfungen, die zur Entstehung von Gräben Anlaß geben, und so ist das Gebiet heute in eine Reihe von Horsten zerlegt, welche meist durch Gräben getrennt sind. Diese isolierten Horste nun — es sind die Gebirge Maili, Dschair, Barlyk, Urkaschar, Ssemistai — bestehen aus gefalteten, häufig überkippten paläozoischen Sedimenten. In den Gräben und Senken am Fuß der Horste liegen mesozoische Angara- und tertiäre Hanhaischichten.

Auch sie sind gefaltet, jedoch in geringerem Maß.

Die Horste brechen in Staffeln zu den Gräben ab, und an manchen Orten haben die abgebrochenen Schollen eine Drehung erfahren.

War nun am Südrand des Tianschan die Richtung der Bewegung vorgezeichnet durch die große Bruchlinie gegen das Tarimbecken, so besteht am Nordrand eine ganze Reihe von solchen Bruchlinien, welche das Gebiet in den verschiedensten Richtungen durchziehen. Demgemäß sind auch die Absenkungen in den verschiedensten Richtungen erfolgt, zeigen aber stets die Tendenz einer Bewegung von den Horsten gegen die Gräben.

Von einer einheitlichen Bewegungsrichtung, entweder im Sinne der Vorfaltung nach S. oder im Sinne der Rückfaltung nach N. kann keine Rede sein, dagegen besteht einheitliche Bewegungsrichtung darin, daß die Bewegung stets vom höheren gegen das tiefere Gebiet verläuft.

4. Alaikette.

Weber und D. Muschketow haben dort gearbeitet. Nach ihnen ist der Bau dieser, im S. des Ferghanabeckens aufragenden Kette folgender.

Das aus gefalteten paläozoischen Gesteinen aufgebaute Gebirge ist durch einen Längsbruch in 2 Teile zerlegt. Der Südteil ist durch eine Serie von Staffelbrüchen zerschnitten, an welchen gegen Nord zunehmende Senkung erfolgt ist, der Nordteil ist als Ganzes gesenkt und von südfallenden Verwerfungen durchsetzt.

Am Nordrand sind Überschiebungen vorhanden: Devon auf Untercarbon, Oberdevon auf Jura und Kreide, in der Richtung S.—N., vom Gebirge gegen das Ferghanabecken.

Allerdings muß hier hervorgehoben werden, daß die jungpaläozoische Gebirgsbildung die alten Sedimente in nach Süd überhängende Falten gelegt hat.

Aber die tertiäre Gebirgsbildung, durch welche der Einbruch des Ferghanabeckens entstand, erzeugte die südfallenden Verwerfungen, erzeugte die Überschiebungen vom jungpaläozoischen Horst gegen die Senke und brachte somit die gleichen Erscheinungen hervor, wie wir sie vom Südrand des Tianschan kennen gelernt haben, nur mit dem Unterschied, daß dort die Bewegungsrichtung die umgekehrte war.

Der Vergleich beider Gebiete zeigt demnach, daß durch tektonische Vorgänge in der Tertiärzeit, welche in beiden Gebieten große Einbruchfelder schufen, radiale und tangentiale Dislokationen entstanden. Die Überschiebungen treten an beiden Orten nur im Gefolge der radialen Bewegungen auf, sie gehen in der Richtung gegen die Einbruchfelder vor sich, und die Himmelsrichtung ist dabei Nebensache. Wir haben in beiden Gebieten keine Anzeichen einer gleichzeitig entgegengesetzt wirkenden Kraft, oder, um im Sinne der Suessschen Theorie zu sprechen: am Südrand des Tianschan äußert sich die tertiäre Gebirgsbildung nur als Vorfaltung, am Nordrand des Alai aber nur als Rückfaltung. An

beiden Orten entstehen die gleichen Erscheinungen, und daraus ergibt sich für mich, daß wir hier nicht unterscheiden können zwischen Vor- und Rückfaltung, sondern daß wir es hier mit einer einheitlichen und durchaus gleichartigen Kraftäußerung zu tun haben. Gleiche Wirkungen, gleiche Ursachen!

5. Westlicher Kwenlun.

Sind meine Annahmen richtig, dann müßten auch an den übrigen Rändern des Tarimbeckens Verhältnisse herrschen, welche den vom Südrand des Tianschan besprochenen gleich sind. Unsere Kenntnis jener Gebiete ist aber noch zu gering, um darüber etwas aussagen zu können. Nur vom westlichen Teil des Südrandes sind spärliche Beobachtungen vorhanden, welche wir Bogdanowitsch, ferner Stoliczka, Hedin, Zugmayer zu danken haben.

Der westliche Kwenlun besteht aus paläozoischen (wahrscheinlich devonischen, z. T. auch carbonischen) Sedimenten und mächtigen Granitmassiven. An seinen Innen-(Nord-)rand legen sich, teilweise disloziert, Hanhaischichten. Beobachtungen über die Grenze zwischen ihnen und den paläozoischen Gesteinen fehlen meist, nur Stoliczka sagt, daß die roten Sandsteine südl. Sandschu auf den Chloritschiefern liegen, zeichnet aber in dem Profil Kiwas-Sandschu die roten Sandsteine in diskordanter Anlagerung an die Chloritschiefer. Wahrscheinlich trennt hier eine steile Bruchfläche beide Gesteine.

Ferner fand Bogdanowitsch im westlichen Teil, im Kaschgargebirge südwestlich Jangi Hissar, eine nach Ost überkippte Falte in devonischen Sedimenten. Hier zeigt sich somit eine gegen das Tarimbecken gerichtete tangentiale Bewegung, ein Analogon zu den Überschiebungen am Südrande des Tianschan.

Dies ist die einzige bisher beobachtete Erscheinung im westlichen Kwenlun, welche für eine einseitige tangentiale Bewegung spricht, und es liegt nahe, anzunehmen, daß diese tangentiale Bewegung gegen das Einbruchfeld in gleichem Zusammenhang mit den Brüchen am Innenrand des westlichen Kwenlun steht, wie die Überschiebungen am Südrand des Tianschan mit den Brüchen gegen das Tarimbecken und wie die Überschiebungen im Alai mit den Brüchen gegen das Ferghanabecken.

Im Sinne von Suess sehen wir hier als einzige tangentiale Bewegung Rückfaltung. Von Vorfaltung ist bis jetzt nichts aus dem westlichen Kwenlun bekannt.

So weit die Einzelheiten. Bevor ich nun dazu übergehe, aus diesen Tatsachen die notwendigen Folgerungen zu ziehen, erscheint es angebracht, die Haupteigenschaften der in Betracht kommenden Gebirge zu erwähnen.

Da ist vor allem wichtig, daß diese Gebirge: Tianschan, Alai, westl. Kwenlun, aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut sind, und daß sie ihre hauptsächliche Ausgestaltung als Kettengebirge durch die carbonischen Gebirgsbildungen erfahren haben. Im Carbon waren diese Gebiete zum letzten Mal vom Meer bedeckt, nach dem Carbon beginnt die bis heute fortdauernde Kontinentalzeit.

Das Mesozoicum ist eine von größeren tektonischen Bewegungen verschonte Zeit für unser Gebiet.

Erst im Tertiär erfolgen wieder bedeutende tektonische Umgestaltungen. Und hier sehen wir einen auffallenden Unterschied gegenüber den carbonischen Bewegungen. Denn während im Carbon weitaus überwiegend tangentiale Bewegungen entstanden, welche die Sedimente auffalteten, wobei aber fast keine Überschiebungen oder Überfaltungen erfolgten, und dadurch auf kleinere Gebiete zusammendrängten, äußert sich die tektonische Kraft im Tertiär hauptsächlich in radialen Bewegungen. Es entstehen die großen Einbrüche zwischen den einzelnen Ketten, und die nicht von den Einbrüchen betroffenen Gebiete bleiben als Horste stehen.

Dabei erfolgen auch tangentiale Bewegungen, aber sie treten sehr zurück gegenüber den radialen und sind nur durch sie hervorgerufen.

Demgemäß sind die Überschiebungen alle nur von geringem Ausmaß, sie sind lokal und besitzen keine regionale Bedeutung.

Dagegen haben die Einbrüche, die Gräben und disjunktiven Dislokationen regionale Bedeutung, denn sie sind in ganz Zentralasien vorhanden und nicht nur in Zentralasien, sondern auch in Nord- und Ostasien. Das Amphitheater von Irkutsk z. B. ist ja nichts anderes als ein Einbruchgebiet, und die in ihm sichtbare »Rückfaltung« ist eine im Gefolge der radialen entstandene tangentiale Bewegung.

So sehen wir in den alten (carbonischen und älteren) Gebirgen des Kontinentes immer wieder die gleichen Erscheinungen. Die erste bedeutende Gebirgsbildung erzeugt Kettengebirge, durch Faltung, durch tangentiale Bewegung, die zweite bedeutende Gebirgsbildung dagegen arbeitet radial, mit Hebungen und Senkungen.

Die Ursache dieses Gegensatzes ist meiner Ansicht nach die, daß die schon gefalteten Massen nicht weiter gefaltet werden können. Sie sind durch die erste Faltung zusammengeschweißt, komprimiert, verfestigt und wirken bei späteren tektonischen Vorgängen als mehr oder weniger starre Klötze, welche an Stellen geringster Kohäsion auseinander brechen.

Dabei kann Auslösung von Spannungen in tangentialer Richtung erfolgen, und dies führt zu Überschiebungen an den Rändern der Horste.

Aber diesen Überschiebungen geht jede regionale Bedeutung ab, sie sind nur kleine Teilerscheinungen in dem großen Prozeß, durch welchen die alten Faltenketten zerstückelt wurden, und die weiten Senken entstanden.

Die neue Periode des Vesuvs.

Auf Grund eines Abstiegs in den Krater.

Von **Max Storz** (München).

Mit 3 Textfiguren und Tafel I.

Im September 1911 erfolgte der erste Einstieg in den Krater des Vesuvs durch C. Capello, der aber über seine Beobachtungen keinerlei Veröffentlichungen gemacht hat. Am 14. Mai 1912 stieg Dr. Malladra mit einem Diener des Observatoriums in den Krater und veröffentlichte die Ergebnisse seines Abstieges[1]). Seit dieser Zeit blieb das Kraterinnere unbetreten.

Kurze Zeit nach dem Abstiege Malladras hatte ich Gelegenheit, den Vesuv auf einer Exkursion von Prof. Dr. Rothpletz zu besuchen, und ich lernte dadurch die örtlichen Verhältnisse kennen, aus denen ich ersah, daß ein Abstieg in den Krater für einen geübten Hochtouristen wohl möglich sei.

Zu einem solchen faßte ich schon damals den Plan, und ich verwirklichte ihn im September dieses Jahres. Die Nachrichten, die ich aus Neapel erhalten hatte, waren nicht gerade günstig, und die Vorgänge, die sich seit Mai im Krater abspielten, veranlaßten G. Mercalli zu der Anischt, daß es unmöglich sei, in den Krater abzusteigen. Auch Malladra setzte großes Mißtrauen in das Gelingen meines Unternehmens. Trotzdem versuchte ich am 7. September mit meinem Freunde P. Jacobi den ersten Einstieg. Dieser erfolgte an der Südseite des Berges zwischen Punkt 1160 und 1177 der Karte Dr. Friedlaenders[2]) (Fig. 1). Die Wand, in der sich unsere Route bewegte[3]), war gut gestuft, die Kletterstellen aber alle sehr brüchig und deshalb nicht leicht. An diesem Tage stiegen wir etwa 130 m tief in den Krater ab, markierten die Route durch Fähnchen und sicherten die schwersten Stellen durch Mauerhaken, um für die nächsten Einstiege leichtere Arbeit zu haben.

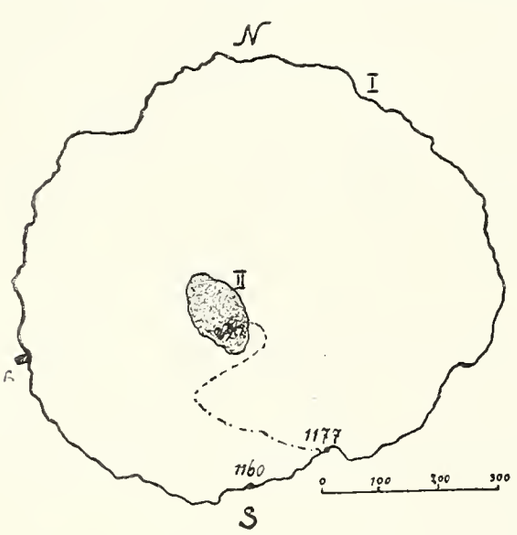

Fig. 1.
Alter Krater (I) u. neuer Krater (II).
..... Abstiegsroute. *A* alte Station der Funicolare.

[1]) A. Malladra, Il Fondo del Cratere Vesuviano. Tipografia della Reale Accademia Delle Scienze Fis. et Mat. Napoli.

[2]) Petermanns Geogr. Mitteilungen. Jahrgang 1912, II.

[3]) Die Route bewegte sich genau oberhalb der gelben Wand, aus der die Gaskanäle der großen Solfataren austreten.

Am 8. September nun drangen wir bis zu dem im Mai gebildeten neuen Krater vor und von da bis zur neuen Bocca.

Unterwegs hatte ich des öfteren Gelegenheit, Blöcke alter Lava zu sehen, die von scharfen Kanten und ebenen Flächen begrenzt waren. Später beobachtete ich auch ein Bruchstück einer sechskantigen Säule. Dieses lag in der Nähe der SO.-Wand, welche steilgestellte Schichten aufweist, die ich sonst an keiner Stelle mehr im Krater beobachtet habe[1]). Leider war es der Zeit halber, sowie noch mehr wegen der großen Gefahr durch abgehende Steinlawinen nicht möglich, diese genauer zu untersuchen. Aus eben diesen Gründen scheiterte auch mein Vorhaben, ein Profil aufzunehmen, für welches die Ostwände gute Aufschlüsse liefern würden.

Deshalb richtete ich nun mein Hauptaugenmerk auf die Neubildungen im Krater.

Der mittlere Kraterboden ist eine nahezu ebene Fläche von rund 10000 Quadratmeter Inhalt, die aus großen Blöcken mit dazwischen eingeschwemmter Asche besteht. Diese bedingt beim Aufwerfen eines Steines einen dumpfen Klang, ähnlich dem, wie er von der Solfatara bei Pozzuoli bekannt ist. Zahlreiche kleine Fumarolen durchsetzen den Boden, der häufig mit flockigen gelben Sublimationsprodukten bedeckt ist. Eine Analyse ergab, daß diese zum größten Teil aus Alkalichloriden bestehen, die durch Spuren von Eisenchlorid gelb gefärbt sind.

Hart am Westrande dieser Ebene ist der vom 9. bis 10. Mai gebildete neue, kleinere Krater eingeschnitten, der einen reinen Einsturzkrater darstellt. Über die Bildung desselben und die Vorgeschichte erfahren wir aus den Aufzeichnungen G. Mercallis und Dr. A. Malladras genaueres[2]).

Nach diesen hatte sich bereits im Vorjahre, am 21. Januar, eine erhebliche Vertiefung im Kraterboden gezeigt, die sich aber im Laufe einiger Monate wieder aufgefüllt hatte. Seit Anfang dieses Jahres nun wurden auf dem Observatorium des Vesuvs zahlreiche Erderschütterungen registriert, die sich gegen April noch vermehrten. Zugleich wurde beobachtet, daß Ende desselben Monats auch die Fumarolen im Innern des Kraters an Zahl und Heftigkeit zunahmen. In der Nacht vom 9. zum 10. Mai bemerkten einige Führer, die in der Nähe des Kraterrandes schliefen, drei leichte Erschütterungen, später eine vierte heftigere, die von dumpfem Rollen begleitet war. All diese Bewegungen verbreiteten sich aber nicht sehr stark bis zum Observatorium. Am Morgen des 10. Mai konstatierte A. Malladra, daß durch diese Erschütterung sich eine Vertiefung im SW.-Teile des Kraters gebildet hatte, die ihrer Lage nach nahezu dem Trichter vom 21. Januar 1912 ent-

---

[1]) Es handelt sich hier wohl um eine Absonderung des Gesteins in Säulen, wie selbe namentlich beim Basalt oft entwickelt ist.

[2]) G. Mercalli, Sopra un Recente Sprofondamento Avvenuto Nel Cratere Del Vesuvio. Il Risveglio del Vesuvio. Tipografia della Reale Accademia Delle Scienze Fis. e. Mat. Napoli.

spricht. Der Grund dieser neuen Öffnung schien geschlossen, aber aus ihrem Innern entwichen weiße Dämpfe, ohne eruptiven Charakter und ohne die Charakteristika von Explosionen und ohne Auswürflinge von festem oder flüssigem Material. Der Geruch von Chlorwasserstoff machte sich bis zum Kraterrande bemerkbar.

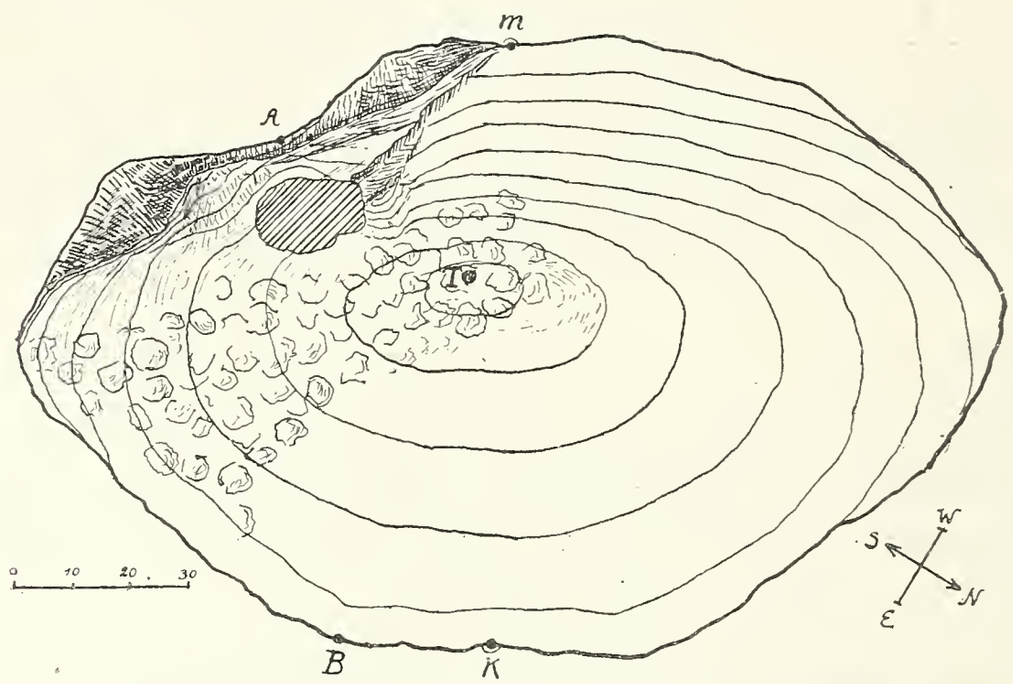

Fig. 2. Neuer Krater mit Bocca (Skizze).
K tiefster Punkt des Kraterrandes ca. 905 m.
m höchster Punkt des Kraterrandes ca. 950 m.
T tiefster Punkt im neuen Krater ca. 850 m.

Durch meinen Besuch vom 8. September 1913 gelang es mir nun, diesen neuen Krater, wie ich ihn nennen will, genauer zu untersuchen. Derselbe hat elliptische Form (Fig. 2), einen größten Durchmesser in NNW.—SSO.-Richtung von 170 m Länge, einen kleinsten von etwa 100—110 m und eine Tiefe von rund 50 m. Die Hänge des Kraters, die an der Ostseite eine Neigung von 35 aufweisen und gegen die Bocca hin nahezu senkrecht werden, bestehen aus Geröll von großen Lavablöcken mit dazwischen liegender Asche und Lavasand. Der Kraterrand, der an der ONO.-Seite nahezu horizontal verläuft, steigt gegen WNW. an, so daß der höchste Punkt desselben etwa 50 m höher liegt, als der ONO.-Rand (Fig. 2 und 3). Der tiefste Punkt im Krater (etwa 850—855 m) ist

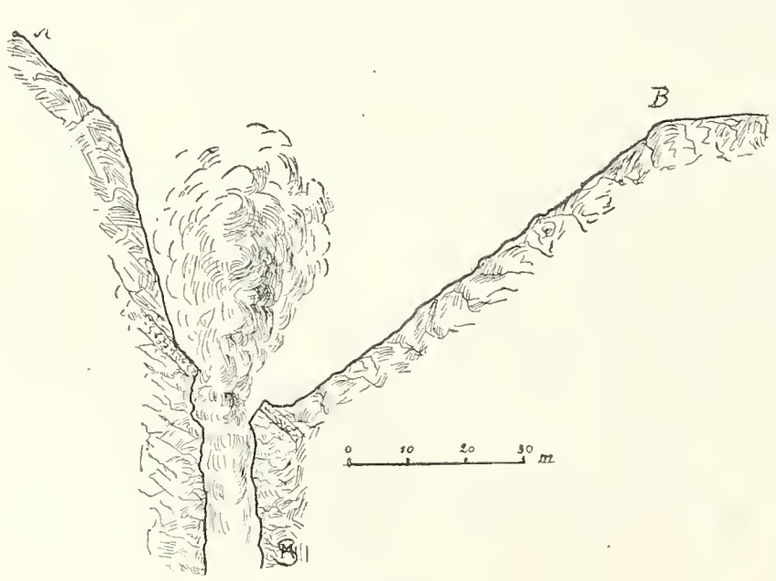

Fig. 3.
Profil nach *AB* der Fig. 2.

mit großen Blöcken überdeckt, zwischen denen Dämpfe austreten. Er stellt das Zentrum des Einsturzgebietes dar.

Bis zu einer Höhe von 20 m sind die umherliegenden Blöcke häufig mit handgroßen Lavaschlacken bedeckt; vereinzelt sind diese auch größer. Das größte Stück hatte einen Flächeninhalt von rund 800 qcm nnd ein Gewicht von über 5 kg. Die Lava ist schlackig und zeigt feine Haarbildungen. An der der Luft zugekehrten Seite sind die Stücke mit einem grüngelben Überzuge bedeckt, der aber an den gesammelten Stücken rasch rostbraun geworden ist. Die Lava selbst besteht aus einer schwarzen Glasgrundmasse mit dazwischenliegenden Feldspatleisten und zahlreichen Leucit- und Augitkristallen, welch letztere bereits makroskopisch sichtbar sind. Der Augit ist Titanaugit, zeigt zonaren Aufbau und meist Zwillingsbildung.

Einige Meter südlich des tiefsten Punktes im neuen Krater liegt die neue Bocca (Taf. I, Fig. 4), welche sich erst später gebildet hatte. Interessant sind hier die Beobachtungen Mercallis und Malladras, die besonders wegen der Behauptung, daß Lava erschienen sei, heftig bestritten wurden.

Am 5. Juli sah man vom Observatorium aus dunkelgraue Rauchwolken sich bis 100—200 m über den Kraterrand erheben. Malladra, der daraufhin den Berg bestieg, konnte zwar den Trichter, aber nicht den Boden desselben beobachten, von welchem viel Rauch aufstieg. Um 12 Uhr 10 Minuten ertönte aus der Tiefe ein Rollen, und bald darauf sah man am Grunde des Trichters ein Loch von wenigen Metern Durchmesser, aus dem dunkler Rauch austrat. Der südöstliche Teil des Grundes war mit rosenroten Salzen bedeckt, die von lebhaft gelbgefärbten Flächen umgeben waren. Die Fumarolen des Trichters waren zum großen Teile verschüttet. Auch die anderen Fumarolen des Kraterinnern waren spärlich. Auch glaubte Malladra, die Rauchsäule beleuchtet zu sehen. Deshalb stieg er am Abend desselben Tages wieder zum Krater und bemerkte dann am Boden des neuen Kraters eine lebhaft rot beleuchtete Rauchsäule, deren Intensität aber bald abnahm. Als hierauf am 7. Juli nachts Mercalli den Krater besuchte, glaubte er, das leuchtende Magma, das sich in kurzen Intervallen senkte und hob, in einer Höhlung am Grunde des Bodens zu beobachten. In größeren Zwischenräumen sah Mercalli auch mehrere Feuerzungen aufleuchten von beinahe weißer Farbe. Während der ganzen Erscheinung wurde wenig Rauch beobachtet.

Durch mein Vordringen bis zum Rande der neuen Bocca am 8. September glückte es mir nun, die strittigen Punkte zu klären, sowie photographische Aufnahmen aus der Nähe zu machen.

Die neue Bocca, deren Bildung zweifellos auf den 5. Juli fällt, zeigt Taf. I, Fig. 5. Sie ist in eine Platte von gut verfestigten Lapillen eingesprengt, welche N. 10 O. streicht und unter 30° nach Osten einfällt. Ihre

Ränder sind an der Westseite scharf abgeschnitten, an der Nordseite ist der Rand durch ein Tor unterbrochen, dessen einer Pfeiler das im Bilde sichtbare Plattenstück von nahezu quadratischer Form bildet. Der Ostrand der Bocca ist weniger scharf ausgeprägt, von ihm zieht nach innen ein 4—5 m langer Hang von 50° Neigung (Fig. 3), der mit Asche und Blöcken alter Lava bedeckt ist. Ebenso ist der ganze Rand der Bocca mit hellbrauner Asche beworfen. Nirgends lassen sich hier Spuren erkennen, daß Lava aus dem Kanale übergeflossen ist. Die dem Beschauer gegenüberliegende Wand der Bocca ist eingebaucht und wie mit Lava ausgepicht, die hier kleine Stalaktiten und Kuppen bildet.

Aus diesen Umständen, sowie aus den ausgeworfenen Stücken geht hervor, daß die Lava sehr dünnflüssig und infolgedessen die Temperatur sehr hoch gewesen sein mußte.

Erst im eigentlichen Kanale stehen die Gase in gelb bis gelbbraunen Ballen, die bald regelmäßig in Intervallen von Sekunde zu Sekunde ruckweise, mit einem dumpfen Puffen, bald in größeren Zwischenräumen oder als länger anhaltende Rauchsäule ausgestoßen werden. An der dem Beschauer gegenüberliegenden Wand der Bocca zieht sich in der Höhe, bis zu welcher die Gaskuppe immer steht (d. h. stationär bleibt), ein schmaler Gürtel eines gelbgrünen Sublimationsproduktes hin, das dem gleicht, das die außen liegenden Lavafetzen überzieht. Leider konnte ich von den so wichtigen Gasen mit meinen Vorrichtungen keines entnehmen. (Mit geeigneten Instrumenten ließe sich dies aber bewerkstelligen.) Auch genaue Temperaturmessungen mißlangen, da das Thermometer von der Eisenleine abriß. Temperaturmessungen, am Rande der Bocca gemacht, sind unbrauchbar, wegen der dort herrschenden Luftzirkulation. Wir erreichten hier nur 40° und in der Mitte der Bocca 55°. Der nach innen führende Kanal wirkt also, wohl infolge der Niveauschwankungen der leichtflüssigen Lava, wie eine Saugpumpe, was auch an einem in die Öffnung gehaltenen Leinenfetzen erkannt werden konnte.

Für Temperaturschätzungen dürften sich die von mir ausgeführten Lotungen mit Metallstücken eignen. Aber auch diese konnten der großen Schwierigkeit halber nicht in genauen Intervallen gemacht werden. Für diese Messungen verwendete ich ein dünnes Eisenseil, an das ich außer einem Senkkörper von Eisen, verschiedene kleine Metallzylinder befestigte, die nach den in der Tabelle angegebenen Tiefen sich nicht mehr vorfanden.

Metall	Tiefe	Schmelzpunkt
Pb	10 m	334°
Zn	15 m	433°
Sb	54 m	632°

Somit ergibt sich nach 54 m Tiefe eine Temperatur, die im Minimum weit über 600° liegt. Ferner zeigten die Lotungen einen viel tieferen Stand der Lava, als von den italienischen Forschern angenommen wurde. Aus diesen Lotungen ersieht man aber auch, daß der nach innen ziehende Kanal nicht schräg sein kann, da das Drahtseil nach Überwindung des kleinen Hanges an der Ostseite der Bocca ohne Hemmnis ablief. Aus meinen Beobachtungen, Analysen, sowie Experimenten können wir noch folgende Schlüsse ziehen.

Die Bocca hatte sich am 5. Juli gebildet und sich im Laufe der nächsten Tage vergrößert. Die Lava stand damals jedenfalls höher als bei meinem Besuche. Am 7. Juli hatte sie den Mund der Bocca nahezu erreicht, wobei durch kleine Explosionen einige Fetzen ausgeworfen wurden. Nach dieser Zeit sank sie wieder zurück und befindet sich jetzt wohl mindestens 80—100 m unter dem Boccarande.

Der Bocca entweichen jetzt nur mehr Gase und Dämpfe, aber keine festen Stoffe in irgend welcher Form. Die Gase bestehen der Hauptsache nach aus drei Stoffen.

1) HCl,
2) SO_2,
3) $Fe_2 Cl_6$.

Anhaltspunkte für diese Behauptung gaben der Geruch, sowie ein Wasserauszug des zu den Lotungen verwendeten Eisenseiles, in dem sich Salzsäure und Schwefelsäure nachweisen ließen. Zur Annahme des dampfförmigen Eisenchlorids zwingen mich folgende Tatsachen.

Einmal die gelbbraune Farbe[1]) der Gase, solange sie die Bocca nicht verlassen, zweitens der bereits erwähnte gelbgrüne Ring in der Bocca, drittens der Überzug auf der ausgeworfenen Lava, der nach einer Analyse eine Eisenverbindung ist. Die ursprüngliche grüngelbe Farbe konnte durch Erwärmen und Darüberleiten von Salzsäuredämpfen wieder hergestellt werden, so daß der grüngelbe Überzug Eisenchloride sind. Auch die Temperaturbedingungen wären für das Bestehen einer solchen Eisenverbindung gegeben.

Am Rande der Bocca konnte ich verschiedene Sublimations- und Zersetzungsprodukte unter der Asche sammeln, deren qualitative Analyse für die in Wasser löslichen Stoffe der Hauptsache nach ergab:

Basen	Säuren
wenig Pb Cu Fe Ca Mg K Na	H_2SO_4 HCl

[1]) Die Farbe rührt von bereits in festem Zustande ausgeschiedenem Eisenchlorid her, das sich im Gase schwebend erhält.

Demnach teilen sich die Vorgänge des Jahres 1913 in zwei Abschnitte. Erstens in die Bildung des neuen Kraters, eines Trichters, der allein für die Vesuvgeschichte nicht von hoher Bedeutung wäre. Der zweite jedoch, die Bildung der Bocca, ist zweifellos höher einzuschätzen, da sich darin ein Wiederaufleben der vulkanischen Kraft zeigt. Im ganzen gleichen die heutigen Vorgänge denen des Jahres 1875. Freilich ist zu bemerken, daß die Entwicklung bis jetzt keine große Macht gezeigt hat, und daß die Kräfte, dem raschen Sinken der Lava nach, nicht sehr stark sind. (Im übrigen scheint sich die vulkanische Gewalt auf den Süd-West-Quadranten zu konzentrieren, so daß die Eruptionsachse wiederum exzentrisch zu liegen käme.) Wäre nicht das seit Jahren andauernde Steigen der Temperaturen vorhanden, so wäre an eine Periode des Wiedererwachens nach nahezu siebenjähriger Ruhe wohl nicht zu denken. Die nachfolgende Tabelle zeigt das Steigen der Temperatur der »gelben Fumarole« im Kraterinnern

September 1911	128°
Mai 1912	295°
September 1913	330°

Sehr gewagt erscheint es daher, auf Grund der letzten Ereignisse jetzt schon eine neue Eruptionsperiode ankünden zu wollen. Erst die Entwicklung der nächsten Monate wird uns darüber näheren Aufschluß geben können. Unsere Aufgabe wäre es jetzt, den genauen Gang der Dinge im Vesuv zu studieren, aber dies alles möglichst aus der Nähe.

Am 9. September wiederholten wir den Abstieg bis zur Bocca, und an diesem Tage schloß sich uns auch Dr. Malladra an. Auch ihm gelang es nicht, genauere Messungen auszuführen.

München, Oktober 1913.

Fig. 4. Bocca mit den Wänden des neuen Kraters.
Von Punkt *K* der Fig. 2, S. 90, aus aufgenommen.

Fig. 5. Bocca mit Boccaplatte und Tor (rechts).

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

II. Besprechungen.

A. Unter der Redaktion der Geologischen Vereinigung.

Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. I.

Von **Franz Heritsch** (Graz).

Mit 2 Texttabellen und einer Übersichtstabelle Tafel II.

Bei der Bearbeitung der Ostalpen für das »Handbuch der regionalen Geologie« mußte für die Kalkalpen die Frage in den Vordergrund gestellt werden, ob sich die Faciesgebiete und die tektonischen Einheiten in den Kalkalpen decken. Eine detaillierte Erörterung könnte naturgemäß nur bei einer genaueren Besprechung der einzelnen Gebirgsgruppen gegeben werden; da dies unmöglich ist, mögen einige Ergebnisse hervorgehoben werden. Am besten eignet sich zu einer solchen Erörterung das Gebiet der Salzburger und bayrischen Alpen, zwischen dem Königssee und der Kammerkergruppe. Dort mußte ja schon Haug bei seiner bekannten Arbeit über die Schubdecken der Kalkalpen zu dem gewagten Auskunftsmittel eines nicht motivierten Bruches greifen[1]). Hahn hat in glänzender Detailarbeit in diesem Gebiet die wichtigsten Nachweise geführt[2]), welche das Verhältnis der stratigraphischen Entwicklung zu den verschiedenen tektonischen Einheiten auf denselben Punkt bringen, zudem in neuester Zeit der Begründer der ostalpinen Deckentheorie, P. Termier in den Zentralalpen gekommen ist: »Die Facies wechseln in derselben Decke; es ist also unzulässig, eine Decke, eine tektonische Einheit durch stratigraphische Merkmale zu definieren.« So kann für die nördlichen Kalkalpen der Satz aufgestellt werden, daß große facielle Differenzen nicht mit einer tektonischen Grenze zusammenfallen. Ein

---

[1]) E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. géol. de France. 4. ser. T. VI. 1906 dazu J. Novak, Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'académie des sciences de Cracovie 1911.

[2]) F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagsgruppe I. Ib. 1910. Zur Geologie der Berge des oberen Saalachtales. V. 1911. Geologie der Kammerker- und Sonntagshorngruppe II. Ib. 1910. Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Ib. 1913.

großes Beispiel dafür ist die Inntaldecke Ampferers, die ihrer Unterlage gegenüber dieselbe Stellung einnimmt, wie die »hochalpine« oder »Dachsteindecke« in den östlichen Teil der Kalkalpen; aber die facielle Entwicklung ist diejenige der Unterlage.

Wenn man die reinliche Trennung der Faciesgebiete auf die tektonischen Einheiten, bei Haug, Novak, Kober betrachtet, dann könnte man zur Feststellung kommen, daß tatsächlich zwischen den einzelnen Decken und der faciellen Entwicklung ein kausaler und direkter Zusammenhang wäre. Daß dies nicht so ist, hat Hahn gezeigt. Im Saalachgebiete konnte Hahn[1]) eine Übergangsfacies zwischen der bayrischen und Berchtesgadener Entwicklung für die norische Stufe feststellen. Die untere Decke der posttriadischen Sedimente der Kammerker-Sonntagshornmulde bildet im Norden Hauptdolomit—Plattenkalk, den nördlichen Teil des Westrandes baut Plattenkalk, den südlichen Abschnitt aber Dachsteinkalk vom Typus der Loferer Steinberge auf; der Südrand stellt ein Profil von Dachsteindolomit, Dachsteinkalk vom Loferer Typus und bunten norisch-rätischen Grenzkalken vor. Dadurch wird es klar, daß die Berchtesgadener Facies der Loferer Steinberge und ihre östliche Fortsetzung (Steinernes Meer usw.) nicht zur juvavischen Einheit (Hahn) zustellen ist. Hahn sagt daher, daß Berchtesgadener Facies und Berchtesgadener Schubmasse nicht einander gleichzustellen sind. Auch im mittleren Teile des Saalachgebietes (von Loferer aufwärts) herrscht das Gesetz, daß die Trias der Unterlage (tirolische Einheit) bereits der Berchtesgadener Facies angehört. Auch die Entwicklung der oberen Trias in den Loferer Steinbergen zeigt eine Vermittlung zwischen der Tiroler und Salzburger Facies. Hahn stellt folgende Beziehungen zwischen den Facies auf, welche auf Tabelle I dargestellt sind.

Hinsichtlich der Übergangsfacies wäre noch zu erwähnen, daß auch an anderen Stellen die Facies des bayrischen Gebietes und der Dachsteindecke nicht weit voneinander absteht, das ist z. B. der Fall bei der Gamsfelddecke Spenglers, der über dem Karnischen noch norische Dolomite angezeigt hat, über welchen dann erst der relativ nicht mächtige Dachsteinkalk folgt[2]). Die Faciesunterschiede werden noch geringer, wenn man die südliche Osterhorngruppe, die Hohe Schrott, heranzieht, wo die Kössener Schichten durch rätische Kalke ersetzt werden. Freilich sind Faciesübergänge in einer Decke selten zu beobachten, wenigstens solche Verschiedenheiten, auf welche der Deckensystematiker Gewicht legt. Da ist an Böses Ausspruch zu erinnern: »Die Faciesbezirke sind unendlich größer als die Übergangsbezirke«. Und es ist wie bei jeder auf Faciesverschiedenheiten aufgebauten Tektonik sehr wohl zu be-

[1]) Hahn, Jahrbuch 1910.

[2]) E. Spengler, Untersuchung über die tektonische Stellung der Gosauschichten I. Sitzungsbericht d. K. Akademie d. Wiss. Wien. Math. Naturwiss. Klasse. Bd. CXXI. Abt. I. 1912.

Tabelle I nach F. F. Hahn.

	Kammerker-Sonntagshorngruppe			Gebiet der mittleren Saalach		
	Berchtesgadener Facies	Übergangsfacies	Bayrische Facies	Tirolische (= bayr.) Facies	»Vorzone«	Berchtesgadener Facies.
Rät. Stufe		Buntes Rät. Riffkalk; Kössener Kalk; Bunte Grenz-Kalke	Riffkalk; Kössener Schichten.	Dachsteinkalk und Starhemberger Lagen.		
Norische Stufe	Dachsteinkalk vom Reiteralmtypus; Pedatakalk; Dachsteinkalk des Lärchkogeltypus. Loferer Schichten.	Dachsteinkalk vom Loferer Steinbergtypus Dachsteindolomit.	Plattenkalk. Hauptdolomit.	Dachsteinkalk (z. T. sich heteropisch vertretend). Dachsteindolomit.	Lärchkogelkalk-Dachsteinkalk. Loferer Schichten.	Dachsteinkalk vom Reiteralmtypus und seltene Einschaltungen v. Hallstätter Kalk.
Karnische Stufe	Raibler Dolomite, lichtbunt; in ihrem Gefolge treten Halobienkalke (Hallstätter Kalke) auf.	Dolomite der Karn. Stufe.		Raibler Dolomit, stellenweise mit Einschaltung von schwarzen Kalken (Carditaschichten), stellenweise Unterlagerung durch Reingrabener Schiefer.	Hallstätter (Ramsau-)Dolomit mit Linsen von karnischem Hallstätter Kalk.	Ramsaudolomit mit Linsen von Hallstätter Gesteinen.
Ladin. Stufe	Ramsaudolomit.			Ramsaudolomit.	Ramsaudolomit.	

denken, daß es ein unbilliges und unberechtigtes Verlangen wäre, daß innerhalb einer großen Deckengruppe die tektonischen Linien und die Facies auf sehr großen Strecken im Streichen gleichbleiben. Eine solche Annahme verträgt sich nicht mit dem Aktualitätsprinzip. Hahn sagt: »Facielle Differenzierung wird hervorgerufen durch die Gesamtheit der geographischen Eigenschaften eines Ortes, deren wechselvolles Spiel in horizontaler Richtung verschiedenartige Ablagerungen bedingt.« Man kann daher nicht verlangen, daß in einer Deckengruppe — nehmen wir z. B. die ostalpine Serie her — die faciellen Verschiedenheiten im Streichen direkt konstant bleiben, daß darauf eine Teildeckensystematik zu begründen ist. In dieser Richtung scheint mir — abgesehen von der Tektonik — eine Hauptschwierigkeit für Kobers Deckengliederung seiner unterostalpinen Decken zu liegen. Auch die Gegenüberstellung der oberostalpinen und unterostalpinen Deckengruppe im Sinne Kobers auf Grund der Facies hat, wie Hahns früher erwähnten Ergebnisse zeigen, nur einen lokalen Wert; wenn die Sache in den östlichen Kalkalpen geht, so stimmt es in Salzburg nicht mehr mit den Verhältnissen überein. Das zeigt ja in glänzender Weise, daß Faciesgliederungen nicht auf tektonische Einheiten übertragbar sind. Hahns Ergebnisse sind um so bedeutungsvoller, als er den Nachweis einer Übergangsfacies auch für den Lias führen konnte; so tritt in der bayrischen Facies Hierlatzkalk auf (Kammerkergruppe), die Adnether Facies ist im Gebiet des Hochgebirgskorallenkalkes vorhanden.

Innerhalb bestimmter tektonischer Einheiten kommen verschiedene Faciesunterschiede vor, auf welche die Deckensystematiker keine Rücksicht genommen haben; da wäre aus dem westlichen Teile der Kalkalpen zu erwähnen das Wechselverhältnis von Arlbergschichten einerseits und Wettersteinkalk — Partnachschichten — anderseits, es wäre auch zu gedenken der lokalen Entwicklung der Wettersteinkalke im Gebiete der Reiflingerkalke; die tektonischen Grenzen überschreiten vielfach die Faciesgrenzen. Spitz hat solches aus dem Höllensteinzug beschrieben; auch Kobers Ötscherdecke bildet ein Beispiel dafür. Aus diesem Verhältnis ergibt sich mit Klarheit, daß jede Definition einer Decke durch die Faciesentwicklung unmöglich ist.

Eine weitere Erhärtung für den oben gesperrt gedruckten Satz ist die Totengebirgsdecke Haugs, die Berchtesgadener Facies zeigt.

Dieser Satz bedarf, um kein Mißverständnis zu erregen, einer Einschränkung in dem Sinne, daß er sich nur auf die großen Deckengebiete bezieht. Ich meine, daß innerhalb der ostalpinen Kalkalpen der Satz seine Gültigkeit hat. Bei dem Gegensatz, welcher etwa zwischen ostalpin und helvetisch unbedingt herrscht, ist die Sache anders; denn hier handelt es sich um verschiedenen Baukörper der Alpen, nicht um Decken im gewöhnlichen Sinne, sondern um Decken erster Ordnung (Suess). Dieses Gebiet hat auch keine gemeinsame Geschichte wie die Kalkalpendecke, sondern ist, um nur ein Ereignis hervorzuheben, getrennt durch

ein ganz verschiedenes Verhältnis zur Zeit der Kreide[1]). Eine besondere Rolle spielt bei allen Deckenspekulationen über den Aufbau der Kalkalpen die Hallstätter Decke. Auch bezüglich der Klarstellung des Verhältnisses der auch in tektonischer Beziehung verschieden gedeuteten Hallstätter Gesteine zu den übrigen Massen der Kalkalpen, im besonderen zur juvavischen Einheit Hahns, bzw. zur hochalpinen- oder Dachsteindecke[2]) haben Hahns Studien im Saalachgebiet bahnbrechend gewirkt. Hahn ist der sichere Nachweis gelungen, daß die Hallstätter Decke des Saalachgebietes keine Selbständigkeit hat, weder in stratigraphisch, noch in tektonischer Beziehung[3]).

Im Gebiet von Unken und an vielen anderen Stellen treten Fetzen von Hallstätter Gesteinen an der Basis der juvavischen Schubmasse auf; daß es sich um keine selbständige Decke handelt, zeigen die vielen Einschaltungen derselben Gesteine in der Schubmasse selbst. Diese an der Basis liegenden Schubfetzen von Hallstätter Kalk, Dolomiten und Werfener Schichten können mit Hahn viel verständlicher und besser erklärt werden, als abgerissene, mitgeschleifte und gelegentlich auch gepreßte Grundschollen. Trotz der Heteropie in der juvavischen Schubmasse ist diese doch einheitlich, wie Hahns hervorragende Beobachtungen zeigen. Hahn hat im Saalachgebiet in tektonischer Beziehung eine Vorzone (in welcher eine Hallstätter Decke vermutet werden könnte) von der Masse der Reiteralpe abgetrennt; diese Vorzonen überschieben die posttriadische Unkenbachmulde der Kammerkergruppe, bzw. deren tektonische Fortsetzung stehen im ungekehrten Verhältnis zur Reiteralpe. In stratigraphischer Beziehung zeigen sie nicht Selbständigkeit, sondern faciellen Übergang zur juvavischen Masse der Reiteralpe. Hahn[4]) unterscheidet:

1) Eine vorderste Zone (Hochkranz, Gerhardstein usw.) mit Zlambach und Hallstätter Gestein, besonders Halobienkalk und gering mächtigem Ramsaudolomit; Reichenhaller Dolomit und Werfener Schichten.

---

[1]) Heritsch, Das Alter des Deckenschubes in den Alpen. Sitzungsber. d. K. Ak. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Klasse. Bd. CXXI. Abt. I. 1912. S. 626.

[2]) Diese Begriffe decken sich nicht vollständig.

[3]) Hier sei der Vollständigkeit halber auch die Salzdecke Haugs erwähnt. Für das Bestehen einer solchen Salzdecke — die auch schon aus mechanischen Gründen wie so viele andere »Decken« unverständlich ist — läßt sich nur ein einziges Profil im Salzkammergut anführen, das aber auch anders gedeutet werden kann. Die »Salzdecke« Haugs ist auf den Umstand zurückzuführen, daß sich an der Basis der juvavischen Einheit vielfach die Neigung zu partieller Eigenbewegung einstellt. Der Kontakt Werfener Schichten-Ramsaudolomit ist häufig tektonisch bedingt, doch liegt darin kein Grund für die Aufstellung einer eigenen Decke (Hahn). Wenn man auf diese Art selbständige Decken aufstellen würde, dann wäre deren Zahl Legion.

[4]) Ib. 1913, S. 71.

2) Eine zweite Zone (Vockenberg usw.), welche einen gering mächtigen Reiteralm-Dachsteinkalk, Hallstätter Dolomit mit Einlagerungen von Halobienkalk und gering mächtigen Ramsaudolomit enthält;
3) eine dritte Zone (Hundshorn-Perhorn), in welcher der Reiteralmkalk anschwillt; ausspitzende Zonen von Hallstätter Entwicklung oder Hallstätter Dolomit mit mächtiger werdendem Ramsaudolomit, dann Reichenhaller Dolomit und Werfener Schichten sind vorhanden.
4) Die Reiteralm zeigt außer Werfener Schichten sehr mächtigen Ramsaudolomit und ebensolchen Dachsteinkalk ohne Hallstätter Gestein.

Hahn sagt dann, daß auch die Lagerungsverhältnisse gegen eine tektonische Selbständigkeit sprechen, denn diese Zonen zeigen derartige Lagebeziehungen zueinander und zur Hauptzone, wie sie sie von Anfang an gehabt haben müssen, und daß es sich daher nur um randliche Überschiebungen, nicht um Decken handeln kann.

Etwas anders liegt der Fall im Salzkammergut und auch im Westen der Kalkalpen; da ist sicher an vielen Stellen eine besser begründete Zweiteilung vorhanden, zwei Massen liegen übereinander. Es ist nur die Frage, ob man sie einer zweigeteilten Einheit oder zwei ursprünglich bis auf die Wurzeln getrennten Decken zuzählen soll.

Im Gamsfeldgebiet[1]) ist die Trennung durch die tektonischen Verhältnisse ausgesprochen; auch eine gewisse facielle Verschiedenheit ist vorhanden[2]). Die Dachsteindecke, die im Norischen sich faciell recht stark der bayrischen Serie nähert, ist vorgosauisch auf die Hallstätter Serie geschoben, welch letztere sich nur im Norischen etwas von der Berchtesgadener Facies unterscheidet. Ähnliche Verhältnisse ergeben sich auch für die Hallstätter Gesteine zwischen Ischl und Aussee und auch im Mürztal. Doch ist da wohl einschränkend hervorzuheben, daß die Trennung der Hallstätter Decke nicht nur in vielen Fällen Geschmacksache ist, sondern daß eine Trennung in manchen Fällen sogar illusorisch ist; folgendes kann dies erhärten. Bittner hat auf die bedeutende Übereinstimmung des Kalkes des Schneeberges mit dem der hohen Wand hingewiesen[3]); das zeigt die bedeutende Ähnlichkeit des Hochgebirgsriffkalkes mit den Hallstätter Kalken; der Übergang zwischen Hallstätter Kalk und Riffkalk wurde in den südlichen Vorlagen des Totengebirges nachgewiesen[4]); es ist überdies sehr bezeichnend, daß sich

---

[1]) Spengler l. c. 1912.

[2]) Im Norischen 800 m Dolomit darüber Dachsteinkalk, bzw. roter oder weißer unternorischer Kalk, grauer ungeschichteter Kalk mit Monotis salinaria und Pötschenkalke.

[3]) Bittner, Herrnstein 1882. Der Kalk der Hohen Wand wird teils zum Hallstätter Kalk, teils zum Hochgebirgskalk gestellt, Arthaber teilt ihn unter die letzteren ein.

[4]) Geyer, V. 1913.

in den Hochgebirgskorallenkalken vielfach (Übergossene Alpe, Göll, Untersberg usw.) Zwischenlagen eines grünen oder rötlichen Kalkes finden, der als Hallstätter Kalk erklärt worden ist; es handelt sich da um Linsen; auch Einschaltungen von Zlambachschichten kommen vor (Hochschwab). Daraus möge zweierlei entnommen werden, nämlich erstens, daß die Trennung des Hallstätter Kalkes von anderen Entwicklungen der norischen Stufe nicht immer klar auf der Hand liegt; und zweitens, daß eine facielle Verknüpfung im großen Maßstab vorhanden ist, welche einer Ableitung der Hallstätter Gesteine aus einem eigenen Wurzelgebiet mit Mißtrauen entgegenzusehen heischt.

Über die tektonische Stellung der Hallstätter Decke sind die Meinungen verschieden; diesbezüglich wandert sie von der Basis in die obersten Reihen des kalkalpinen Deckensystems. Die Feststellung der tektonischen Stellung der Hallstätter Gesteine ist abhängig von der Definition des Begriffes Decke. Versteht man darunter einen tektonischen Körper, der absolut selbständig ist und als solcher bewegt wurde, dann bilden die Hallstätter Gesteine keine Decke; denn sie sind nahe verwandt mit der hochalpinen Facies, und erst in der karnischen Stufe beginnt eine facielle Differenzierung[1]). Und gerade vom Standpunkt derjenigen Deckentheoretiker, welche das Facieskriterium an erste Stelle setzen, muß man dagegen einen Einspruch erheben, daß zwei so nahe verwandte Glieder durch einen Deckenkontakt getrennt werden, das heißt bis auf die Wurzel zurückgetrennt sind. Das hindert nicht, daß sie zwei Schubmassen bilden können, deren Trennung auf eine geringe Erstreckung zurückgeht. Nimmt man an, daß die Hallstätter Gesteine ursprünglich nördlich von der bajuvavisch-tirolischen Serie gelegen haben, dann kommt man mit der Tektonik der nördlichsten Kalkketten in Konflikt; zudem hindert die Tatsache der vorgosauischen Störungsphase diese Vorstellung. Gegen eine Verlegung des Ablagerungsgebietes der Hallstätter Decke in den Rücken der juvavischen Einheit sprechen die Lagerungsverhältnisse; denn dann müßte die Hallstätter Decke tatsächlich über der hochalpinen Decke liegen, wofür sich aber im besten Falle das Profil Plassen-Hallstätter Salzberg ins Treffen führen läßt[2]). Von Bedeutung ist die Vorstellung Haugs, daß das Hallstätter Gebiet zwischen der Dachsteinentwicklung abgelagert wurde. Für das östliche Salzkammergut muß man mit Haug eine solche Annahme — natürlich auf die Wurzel bezogen — machen; denn nach diesem Forscher liegt die Hallstätter Decke zwischen der Totengebirgs- und Dachsteindecke.

---

[1]) Kober, Denkschriften der K. Akad. d. Wiss. Wien 1912.

[2]) Das Gesagte gilt nur für den Fall, daß der Dachstein und das Katergebirge gleichzusetzen sind der juvavischen Einheit; gewichtige Überlegungen sprechen gegen diese Parallele; wahrscheinlich gelten folgende Parallelen: Dachstein = Katergebirge = Tännengebirge = Steinernes Meer = Tirolische Masse. Dann würde der Hallstätter Salzberg usw. gleichzustellen sein der Hallstätter Decke von Berchtesgaden.

Aus dieser Feststellung Haugs ergibt sich die Möglichkeit, die eigenartige Stellung der Hallstätter Gesteine zu erklären. Die Hallstätter Gesteine sind nach meiner Vorstellung abgelagert worden zwischen der Dachsteinentwicklung. Die Hallstätter Entwicklung ist, wie allgemein angenommen wird, eine Ablagerung aus tieferem Wasser; die Dachsteinkalke stellen aber Seichtwasserbildungen dar. Es ist zu denken an solche Verhältnisse im Meer, welche einen bunten Wechsel von aufragenden Riffen und ruhiger tieferer See zeigen; so muß das Ablagerungsgebiet vom Dachstein- und Hallstätter Gebiet ausgesehen haben. Wir kommen so dazu, Mojsisovics Vorstellung von den Kanälen mit Hallstätter Entwicklung auf die Wurzelgebiete der Kalkalpen anzuwenden. Auf diese Weise können Einschaltungen von Hallstätter Kalk im Dachstein- oder Riffkalk selbst leicht erklärt werden; man braucht dabei auch nicht an sehr erhebliche Niveaudifferenzen zwischen dem Ablagerungsraum der Hallstätter Gesteine und den sie überragenden Bildungen zu denken; das zeigen die früher angeführten Verhältnisse (seitlicher Übergang in Riffkalk usw.).

Wenn wir uns vorstellen, was eintreten müßte, wenn eine solche nicht gleichmäßige Masse in horizontale Bewegung versetzt würde, also zusammen geschoben und überschoben würde, dann müßten einerseits die höher aufragenden Dachstein- und Riffkalkmassen die Hallstätter Gesteine überschieben, anderseits aber müßten die tiefer liegenden Hallstätter Gesteine durch Differentialbewegungen eine ganz verschiedene Stellung innerhalb der anderen Massen bekommen. Daraus erklärt sich die verschiedene Stellung der Hallstätter Gesteine zu den Dachsteinkalkmassen (z. B. Gamsfeldgebiet, Hallstatt). Dadurch wird vielfach der Selbständigkeitscharakter der Hallstätter Kalke vorgetäuscht.

Auf der eben ausgeführten Vorstellung fußend, kann sowohl der Kreis der Beobachtung Hahns im Saalachgebiet als auch derjenigen Spenglers im Salzkammergut unter einen gemeinsamen Gesichtspunkt gebracht werden. Das sind die einzigen Gebiete, in welchen in den Kalkalpen wirkliche Detailarbeiten über Hallstätter Gebiete gemacht wurden. Auch die Deckengliederung Kobers für die Mürztaler Kalkalpen kann nicht als Einwand angeführt werden; denn gerade dort erscheint das Verhältnis von Riffkalk und Hallstätter Kalk ein inniges zu sein; man hat vielfach den Eindruck, daß die Trennung von Hallstätter und Hochalpinendecke eine künstliche sei (z. B. Hohe Wand—Schneeberg). Nach dem Erörterten wird es klar, daß man nicht gut von einer Hallstätter Decke sprechen kann. Im übrigen sei auf die beigegebene Tabelle[1]) verwiesen. Zu dieser Tabelle ist zu bemerken, daß überhaupt alle in den betreffenden tektonischen Einheiten auftretenden mesozoischen Entwicklungen angeführt sind, doch so, daß die übereinander-

[1]) Die Tabelle ist hervorgegangen aus einer tabellarischen Übersicht durch Zusammenziehen in große tektonische Einheiten.

stehenden Schichten nicht einem Profil entsprechen. Vergleicht man die »Hallstätter Decke« mit der juvavischen Einheit (für die tektonische Gliederung ist überall der Entwurf Hahns[1]) zugrunde gelegt worden), so sieht man keinen prinzipiellen Unterschied. Daß die tirolische und juvavische Einheit miteinander eng verknüpft sind durch Faciesübergang, wurde schon früher hervorgehoben; als weiterer Hinweis kann die Tabelle benutzt werden. Einen besonderen Schichtreichtum weisen die Randketten auf; doch ist höchstens der Gault nicht in den höheren Kalkalpen zu finden, und bei diesem ist es fraglich, ob es sich nicht um ein Glied der sogenannten subalpinen Serie handelt. Eine in gewissem Sinne abweichende Entwicklung stellt die äußerste Randzone der Kalkalpen dar; es ist das, was Geyer subalpin genannt hat; er spricht von einer Art Flyschfacies des Liasjura[2]). Diese Entwicklung ist z. B. zwischen dem Pechgraben und Waidhofen vorhanden[3]); es liegen da über kohlenführenden Arkosen und Sandstein der Grestener Schichten dünnschichtige Mergelschiefer, welche in den tieferen Lagen *Posidonomya Bronni* oder *Harpoceras Murchisonae*, in den höheren aber *Posidonomya alpina* und eine Cephalopodenfauna des Kellaway führen; darüber erscheinen weiße konglomeratische Schichten des *Acanthicus*-Niveaus, lokal rote Tithonkalke, Aptychenkalke und Mergel des Neocoms. — Der Jura der dem Höllengebirge vorgelagerten Langbathscholle hat eine große Ähnlichkeit mit der subalpinen Facies[4]). Das führt zur Erörterung der ostalpinen Klippenzonen[5]).

Am Nordrand der Kalkalpen taucht im Algäu und im Osten eine schmale Zone hervor, die als Klippenzone bezeichnet wurde. Suess und Uhlig haben diese Zone als lepontinisch gedeutet und mit den sogenannten lepontinischen Decken am Südrand des Rätikon in direkten Zusammenhang gebracht. Ampferer[6]) hat die Klippen des Algäu mit den besten Gründen als ostalpin aufgefaßt, und Kober[7]) hat sich für den östlichen Teil der Kalkalpen derselben Auffassung angeschlossen. Das ist ein nicht zu unterschätzender Fortschritt; denn damit ist wieder einmal ein schmächtiger Deckenkörper aus dem Leibe der Ostalpen beseitigt und ein mechanisch nicht verständliches Bewegungselement aus den Ostalpen verschwunden. Es wird die Klippenzone eben nur zur

---

[1]) V. R. A. 1912.

[2]) Jahrbuch R. A. 1909.

[3]) Geyer, Erl. Bl. Weyer 1912.

[4]) Pia, Jahrb. R. A. 1912, sagt, daß dieser Jura als subpieninisch angesprochen werden könnte, wenn er nicht mit der Trias verbunden wäre. Das ist ein lebhaftes Zeugnis dafür, daß zwischen den Klippen und dem Ostalpinen (dies im Sinne von Steinmann, Suess, Uhlig einander gegenübergestellt) eine lebhafte Verwandtschaft besteht.

[5]) Daß dieser Name unglücklich gewählt ist, hat jüngst Wilckens, Zentralblatt für Mineral. Geol. Paläon. 1913 ausgeführt.

[6]) Ampferer-Hammer, Jahresber. d. geol. Reichsanstalt 1911.

[7]) Denkschriften der Kais. Akad. 1912.

Randzone, und als solche ist sie von den südlicheren Deckenkörpern überfahren worden. Für sie eine eigene Wurzel anzunehmen, ist nicht notwendig; sie soll eben nur Randzone sein. Der Klippenzone eine tektonische Selbständigkeit zuzuerkennen, hieße die Sache wieder auf ein totes Geleise schieben; als Randgebiet der ostalpinen Geosynklinale[1]) kann ihre stratigraphische Sonderstellung und ihre tektonische Stellung als Schuppenkörper an der Stirne des ostalpinen Blockes wohl verstanden werden. Ihre Tektonik ist nur zu verstehen unter dem Druck der nachwirkenden Masse; Ampferers Querschnitt hat dieses Verhältnis in glänzender Weise aufgezeigt. In der Klippenzone der Ostalpen wurde eine pieninische und subpieninische Zone oder Decke zu unterscheiden versucht[2]). Kober spricht als subpieninisch die Klippen des Algäu und von St. Veit an; eines der auffallendsten Glieder ist der Gault. Die pieninischen Klippen sind nach Kober auch in den Ostalpen durch Gesteine der Fleckenmergel-Hornsteinfacies (also durch Kalkarmut) ausgezeichnet; hierher rechnet Kober die wenigen Reste von Posidonomyenschiefer und dann auch die Kieselkalke (Höllensteinzug usw.). Wer nicht auf dem Standpunkt steht, eine in den Karpathen gewonnene Gliederung auf jeden Fall auf die Ostalpen zu übertragen, wird Spitz[3]) zustimmen müssen, daß eine Trennung in subpieninisch und pieninisch nicht durchzuführen ist. Eine in so geringen Resten vorhandene und so gering mächtige Serie überhaupt von den Kalkalpen zu trennen, diesen als Eigendecke anzugliedern, das muß auf denselben Vorwurf stoßen, den man schon so oft mit Recht der Deckentheorie gemacht hat, nämlich den Einwand, daß so dünne Gesteinskörper auch bei einer Deckenbewegung nicht transportabel sind. Die Klippenzone, die Randzone der Kalkalpen, ist eben aufzufassen nur als Randzone, nicht als selbständige Decke; es muß sich da um randliche Massen handeln, welche von den mächtigeren, nachrückenden Kalkalpen überwältigt und zu Schubspänen umgeschaffen wurden. Es sind jedenfalls nicht Decken, sondern tektonisch modifizierte und laminierte Randteile der ostalpinen Decken selbst, welche hier durch facielle Sonderausbildung, welche in der Randstellung begründet ist, einen Eindruck von selbständigen tektonischen Einheiten hervorrufen.

Die Facies der Klippenzone nähert sich der ostalpinen Entwicklung sehr stark. Der Hauptdolomit und Rät sind beiden gemeinsam; die Grestener Schichten sind nicht allein auf die Randzonen beschränkt[4]).

---

[1]) Ampferer, ib. 1911, hebt mit Recht hervor, daß eben der Rand einer großen Synklinade andere Sedimentationsbedingungen hat als das Innere.

[2]) Kober, Denkschriften 1912, Mitteil. d. geol. Ges. Wien 1912.

[3]) Der Höllensteinzug. Mitteil. der geol. Gesellschaft. Wien 1910. (Eine vorbildliche Detailstudie.)

[4]) Nach Spitz sind Grestener und Algäuer Schichten recht nahestehend; es unterscheiden sich die ersten von den letzteren nur durch die Kohlen und die fossilreichen Grestener Kalke.

Auch in den höheren Stufen sind die Unterschiede geringer. So unterscheidet sich der Tithonneocom der Klippen von den entsprechenden typischen Kalkalpenablagerungen nur durch einen Hornsteinreichtum, der aber den Kalkalpen auch nicht fehlt. Die Vilser Kalke sind auch nicht ganz auf die Randzonen beschränkt. Es bleiben überhaupt für die Klippenzonen nur der Gault und die Posidonomyengesteine übrig. Soll man daraufhin eine oder gar zwei Decken aufstellen? Ampferer sagt von den »lepontinischen« Klippen des Algäu, daß man ihren Schichtbestand auch im Innern der Kalkalpen wiederfindet, nur den Gault nicht.

Zu den Kalkalpen wird man einen Teil des Flysch rechnen müssen. Wenn auch die Klippen in ihre Stellung zu den Kalkalpen durch eine vorgosauische Bewegung gekommen sind und dann über sie die Kreide in Flyschfacies transgredierte, so mußte ein Teil des Flysches, bei seiner Bildung wenigstens, und muß jetzt durch tektonische Verknüpfung mit den Klippen unter deren Einfluß stehen. Es wäre die Feststellung von größtem Interesse, ob das jener Flysch ist, den v. Seidlitz exotisch genannt hat, ob dieser Flysch zu parallelisieren wäre mit jenem, der nach Arnold Heim als Schubmasse auf dem Helvetischen liegt. Leider liegt in den Ostalpen die Flyschforschung im Argen. Es ist überdies eine diskutable Frage, wo der exotische Flysch wurzelt. Oder ist, wie Schardt seiner Zeit sagt, der ganze Flysch exotisch?

Der Zusammenbruch der »lepontinischen Klippenzone« schwächt die Stellung der »Aufbruchzone des Prättigau«; Wilckens hat neuestens für die drei von Steinmann aufgestellten Decken einen Sammelnamen »vindelizisch« in Vorschlag gebracht. Für den Rätikon ist besonders durch V. Seidlitz[1]) das Deckenschema Steinmanns ausgebaut worden; doch hat Seidlitz selbst seine früher wohl etwas weitgehenden Anschauungen korrigiert[2]). In der Tabelle II wurde eine Zusammenstellung versucht in dem Sinne, daß alles das markiert wurde, was die drei vindelizischen Decken mit dem hangenden Ostalpinen oder dem liegenden Bündnerschiefer gemeinsam haben:

Wie diese Tabelle zeigt, lassen sich die sogenannten vindelizischen Decken am Südrand des Rätikon ziemlich restlos auf die Bündner (das ist zentralalpine) und ostalpinen Komponenten aufteilen; nur einige Glieder bleiben ungeklärt zurück; und diese sind zum größten Teile solche, deren Deutung unsicher ist. Die Streifenschiefer sind ein derartiges Schichtglied[3]). Die polygenen Liasbreccien sind in ihrem Alter nur bestimmt durch einen Vergleich mit dem Chablais. Merkwürdig sind, wie schon Ampferer hervorhebt, die vielen Breccien. Es ist auch wohl zu bedenken, daß viele der Altersdeutungen recht unsicher sind[4]).

---

[1]) Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 1906.

[2]) Im Führer zur Alpenexkursion, geol. Rundschau 1912. Zum folgenden, siehe auch Mylius, Geol. Forsch. II. München 1913.

[3]) v. Seydlitz, 1906, die verschiedenen Deutungen dazu auch Seidlitz 1912.

[4]) Wie viel von diesen Breccien ist nicht sedimentär, sondern ein Mylonit?

Tabelle II.

(Siehe dazu Spitz, Mitteilungen der geol. Gesellschaft Wien, 1909, Referat.)

	Kryst. Gest.	Julier-granit	Permtrias	Lias	Malm	Unterkreide	Oberkreide	Globigerinen-schiefer	Bas. Erupt.
Bündner Schiefer			?	Liasschiefer usw.	?	Flysch, Orbitolinen (Tristelbreccie)	Globigerinenschiefer?	Globigerinenschiefer	
Klippendecke		†	Muschelkalk* Rauchwacke*	? Flysch	Sulzfluhkalk* Falknisbreccie	Flysch§, Tristelbreccie §	Couches rouges*	?	
Breciendecke			Rauchwacke*, gelb. Dolomit*; Streifenschiefer	Liasbreccie § Liasflysch §	Grauer jurass.(?) Schiefer	Flysch §, Breccie §	Couches rouges* (nur ausnahmsweise)	?	
Rätische Decke	†				Radiolarien-Hornstein und -kalk*	Kreideflysch § mit Fukoiden §, Mandelschiefer			Serpentin, Diabas usw.
Ostalpine Decke	Diorit, kryst. Schiefer		Verrukanotrias	Adnether Lias, Liasbreccie					

§ = Glieder mit den Bündner Schiefern gemeinsam.
* = » » der ostalpinen Facies »

Zieht man zur stratigraphischen Überlegung den tektonischen Befund hinzu, so sieht man, daß die Riesenquetschzone, welche die Aufbruchzone darstellt, und für welche die sicher ostalpine Facies des Rätikon und die Masse der Silvretta der traineau écraseur gewesen ist, sehr wohl als eine tektonische Mischungszone aus Ostalpin und Zentralalpin (= Lepontinisch im Sinne von Wilckens) aufgefaßt werden kann. Ampferer[1]) hat betont, daß die Verschiedenheit der drei von Steinmann aufgestellten Decken nicht so groß ist, als daß man drei lepontinische Decken zwingend annehmen müßte. Spitz sagt: »Faciell vermittelt die Aufbruchzone zwischen ostalpiner, Bündner und helvetischer Facies; mit der ersteren hat sie den Juliergranit, die Trias, den koralligenen Malmkalk, Aptychenschiefer und Radiolarit und, wie es scheint, die couches rouges gemein. Mit der Bündner Facies teilt sie die Entwicklung der unteren Kreide und die vielen »Flyschschiefer«; an die helvetische Facies mahnen die grauen Malmkalke, die vom Hochgebirgskalk nur durch ihre Hornsteinknauern zu unterscheiden sind.« Sehr bemerkenswerte Analogien mit dem Westende der Tauern hat Sander aufgedeckt[2]), indem er auf die Ähnlichkeit der Breccien der Tuxer Voralpen mit der Brecciendecke Seidlitz' hingewiesen hat. Lorenz' Kreideflysch mit Tristelbreccie erinnern an die Tuxer Kalkphyllite, und im Profil St. Antönien-Tilisuna trifft man die vollständigste Wiederkehr der Tarntaler Serie. Unter Umständen, das heißt, wenn über die tektonische Stellung des Tarntales und der Kalkkögel unbedingte Sicherheit herrschen würde, könnte dieser Vergleich im obigen Sinne für eine tektonische Mischungszone ausgenutzt werden. Kober[3]) hat der Aufbruchzone eine Deutung unterlegt, welche der früher gebrachten im gewissen Sinne ähnlich ist. Er deutet das außerordentlich zerknitterte Profil bei Tilisuna in folgender Weise: Über dem Granit des Bilkengrates liegt Verrukano, dann stark reduzierte Trias; die Sandsteine, Kieselkalke und Fleckenmergel stellt er in den Lias, Sandstein mit Kohlenhäcksel erinnern an die Grestener Schichten, die Kieselkalke an die ostalpinen Klippenzonen. In den Malm gehören die Radiolarite. Nach Kober ist da eine Serie (von Seidlitz auf Breccien- und rätische Decke aufgeteilt) vorhanden, welche an die Algäuer Schubmasse oder besonders an die ostalpine Klippenzone erinnert. Die Zone der Sulzfluhkalke (Klippendecke Steinmanns) vergleicht Kober mit der Tauerndecke.

Es besteht aber zweifellos die Möglichkeit, in den Tithonkalken ein ostalpines Glied zu sehen, um so mehr, als auch die damit verbundenen couches rouges (= Nierentaler Schichten[4])) im Ostalpinen eine lebhafte Vertretung haben. Mit den eben gegebenen Ausführungen ist jedenfalls

---

[1]) Verh. d. geol. Reichsanstalt 1907.

[2]) Verh. d. geol. Reichsanstalt 1912.

[3]) Mitteilungen der geol. Gesellschaft 1912. Eine sehr ähnliche Deutung gab Mylius, Geol. Forschungen II München 1913.

[4]) Lebling, Geol. Rundschau III.

die Tatsache festgestellt, daß die »lepontinischen Decken« in der Aufbruchzone auch anders aufgefaßt werden können. Es scheint mir ein besonders glücklicher Gedanke Kobers zu sein, die Eruptiva der »rätischen Decke Steinmanns« als Schubfetzen auf der großen Überschiebungslinie aufzufassen, wenn ich auch nicht mit ihrer genetischen Erklärung durch Kober ohne weiteres mitgehen kann. Wenn man die Aufbruchzonen des Prättigau auflöst in ostalpine und zentralalpine Elemente, dann kommt man auch um die mechanische Schwierigkeit herum, welche der Auffassung der ungemein dünnen Decken als Bewegungskörper entgegenstehen. Damit aber fällt, wie es mir scheint, ein sehr gewichtiger Einwand gegen die Deckentheorie.

Im Anschluß an die Besprechung der vorn stehenden prinzipiellen Fragen seien noch ganz wenige Punkte herausgehoben aus der Stratigraphie der Kalkalpen. Erwähnt sei nur die Möglichkeit einer Vertretung von Bellerophonkalk am Pleschberg bei Admont[1]). Besonders sei hervorgehoben, daß das Haselgebirge nicht auf eine bestimmte tektonische Zone beschränkt ist; das zeigen die Vorkommen im Karwendel (Inntaldecke), im Gebiet des Ameisplan-Zwillingskogel, dann in der Region Kremsmauer-Windhagberg-Grünau. Vielfach liegen im Haselgebirge große Bewegungsflächen, es hat als Schmiermittel funktioniert. Daher stellt es oft eine Reibungsbreccie vor. — In sehr vielen Detailarbeiten werden Partnachschichten mit *Koninckina Leonhardi* (= Cassianer-Niveau) von der Basis der mächtigen Wettersteinkalke angegeben; es erhebt sich die Frage, ob die tiefere Abteilung der ladinischen Stufe fehlt, oder ob das oben erwähnte Fossil auch tiefer hinab geht.

Bemerkenswert ist die primäre Reduktion des Ramsaudolomits im oberen Saalachgebiet, was nach Hahn durch eine Sedimentationslücke zu erklären wäre; das ist ein Anklang an bestimmte Verhältnisse in den Südalpen. In der nördlichen Randkette gibt es bedeutende Anzeichen einer Verlandung in der karnischen Zeit[2]). Übergang zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk sind bekannt geworden; so berichtet Geyer[3]), daß der Hauptdolomit (z. B. im Warscheneck-Hochmölblinggebiet) gegen Süden seinen Magnesiagehalt verliert und in Dachsteinkalk übergeht; auch im Höllensteingebiet[4]) treten Dachsteinkalke und Hauptdolomit in lebhafte Beziehungen. In der Höllensteinantiklinale und zum Teil in der Teufelsteinantiklinale des Höllensteinzuges treten im Hauptdolomit gelbliche, rote und rötliche fettige Schiefer und glimmerige Sandsteine auf, welche manchmal eine große Mächtigkeit erreichen; sie erinnern in ihrem Habitus an den bunten Keuper der Karpathen[5]).

[1]) Geyer, Denkschriften 1907. In einer neuesten Mitteilung, Verh. 1913, hat Geyer diese Möglichkeit stark abgeschwächt.

[2]) Siehe dazu Surs klassische Auseinandersetzung in seiner Geologie der Steiermark, Graz 1871.

[3]) Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1909.

[4]) Spitz, Mitteil. der geol. Gesellschaft 1910.

[5]) Spitz l. c.

In einzelnen Teilen der Rhein-Inn-Gruppe wird der Hauptdolomit in seinen tieferen Teilen plattig und führt Einschaltungen von Mergeln und Glanzschiefern (Seefelder Asphaltschiefer). — Die Frage nach dem chronologischen Umfange des Dachsteinkalkes ist mit großer Wahrscheinlichkeit dahin zu beantworten, daß er noch in das untere Rät hinaufgeht. Der juvavischen Einheit fehlt jedenfalls das höhere Rät. Vielfach treten im Dachsteinkalk Starhemberger Zwischenlagen auf (Hagen-Tännengebirge usw.). Wo Lias scheinbar im Dachsteinkalk liegt[1]) und so dessen liasisches oder noch jüngeres Alter zu dokumentieren scheint, ist wohl an ähnliche Verhältnisse zu denken, wie sie Wähner in seiner herrlichen Monographie des Sonnwendgebirges beschrieben hat[2]). Von der rätischen Stufe sei nur erwähnt der weiße Riffkalk des Sonnwendgebirges, soweit er der Zone der Avicula contorta angehört, der ein wahrer Korallenriffkalk ist; in seinen tieferen Teilen treten Mergelkalke auf, welche in ihrem Habitus und Formen an die Starhemberger Schichten erinnern. Oberrätische Riffkalke gibt es auch in[3]) der Kammerkergruppe. Eine besondere Ausbildung des Rät dieses Gebirgsteiles ist das »bunte Rät«, das sind mergelige Kalke von verschiedener Farbe mit Einschaltungen von Korallenkalken, und Konglomeraten; es fragt sich nun, ob das Vorhandensein der letzteren nicht auf Bodenbewegungen hindeutet. Damit würde die Angabe Geyers stimmen, der im Gebiete des Blattes Weyer Rätkalke und Kössener Schichten über verschiedenen Gliedern des Hauptdolomites, an anderen Stellen das Fehlen des Rät und Überlagerung von Hauptdolomit durch Hierlatzkalk beobachtet hat.

Wie Hahn[4]) ausgeführt hat, überschreiten im Jura die faciellen Differenzierungen die Grenzen zwischen den großen tektonischen Einheiten sehr bedeutend. Sehr oft herrscht auf ganz kurzen Strecken ein sehr lebhafter Facieswechsel (z. B. Unter- und Mittellias der Kammerkergruppe). Hierlatzkalke finden sich in allen tektonischen Einheiten; nach Geyer[5]) und anderen liegt der Hierlatzkalk transgredierend seiner Unterlage am Hochgebirge auf (präliasisches Relief im Toten Gebirge). Auch neuere Beobachtungen kommen zu ähnlichen Ergebnissen; so liegt zum Beispiel bei Brandenberg über steil aufgerichtetem Hauptdolomit Hierlatzlias. Es scheint, daß in den südlichen Teilen der Kalkalpen (auf die Wurzelregion bezogen!) eine Lücke in der Sedimentation vor-

[1]) Am Kaiser Franz Joseph-Reitweg zur Simonyhütte dringen rote Liaskalke der Zone des Oxynoticeras oxynotum in Dachsteinkalk ein. Es ist zwar die Frage offen, ob ein stratigraphischer oder tektonischer Verband mit dem Hangenden vorhanden ist, aber die Anwendung der Wähnerschen Ergebnisse im Sonnwendgebirge auf diese Verhältnisse legt den Gedanken nahe, die erstere Möglichkeit bei Seite zu lassen.

[2]) Wähner, Das Sonnwendgebirge im unteren Inntal, 1903.

[3]) Hahn, Jahrbuch 1910.

[4]) Hahn, V. 1913, S. 341.

[5]) Ib. 1886.

handen ist, während in den tieferen Einheiten (z. B. Sonnwendgebirge) dies nicht der Fall ist. Aber auch im Hochgebirge der Dachsteinkalkfacies ist die Lagerung des Hierlatzkalkes gewiß nicht ohne Störungen, etwa nur durch Transgression zu erklären[1]). Mit Mojsisovic ist es auch in Betracht zu ziehen, ob der Hierlatzlias nicht mit liasischem »Dachsteinkalk« gleichzeitig gebildet worden ist[2]). Es sei hier noch angeführt, daß von mehreren Stellen Übergänge zwischen Rät und Lias bekannt geworden sind; so geht in der Langbathscholle der Hierlatzkalk aus dem Rät durch vermehrte Einlagerungen von Krinoidenkalk hervor[3]); auch am Teufelsberg im Allgäu geht der oberrätische Kalk allmählich in den Liaskalk über[4]); auch der Riffkalk des Sonnwendgebirges umfaßt beide Stufen[5]). Eine sehr interessante Facies des Lias sind die Grestener Schichten. Trauth[6]) hat sie in seiner schönen Monographie definiert als die an der Grenze von Kalkalpen und Flysch auftretenden küstennahen Bildungen des Lias, welche aus Arkosen, Sandstein, Schieferton und dunklen sandigen Kalken oder Mergeln zusammengesetzt sind, und an Stellen typischer Entwicklung, in ihren tieferen Partien Kohlenflöze und eine Reihe von Mollusken der unteren Stufe des Unterlias (besonders Augulatenzone) führen, während die obere Abteilung hauptsächlich von Grestener Kalken (oberer Teil von α und Lias β, dann auch Mittellias) gebildet wird. Stellenweise reicht die Grestener Facies in den unteren und mittleren Dogger hinauf. Die Fauna der Grestener Schichten zeigt in typischer Entwicklung ein vorherrschend mitteleuropäisches Gepräge; viel geringer sind die Anklänge an die alpine und mediterrane Fauna.

Grestener Schichten sind in ganz typischer Entwicklung auf den Kalkalpenrand östlich der Enns beschränkt; westlich davon ist nur im Gschliefgraben am Traunsee noch ein solches Vorkommen; aber auch das Innere der Kalkalpen ist nicht frei von ähnlichen Bildungen; lange schon sind von der Voralpe bei Altenmarkt solche Gesteine bekannt[7]). Ähnliche Ablagerungen hat Hahn aus der Kammerkergruppe und aus dem Gebirge um Achenkirchen-Ampelsbach namhaft gemacht[8]); in die Nähe der Grestener Schichten ist auch die Kieselkalkzone des Höllensteinzuges zu stellen. Spitz vergleicht die ganze Serie mit den Allgäuschichten von Oberstdorf. Erwähnt sei auch der Cardinienlias desselben Gebietes.

---

[1]) Siehe dazu Kittl, Führer durch das Salzkammergut.

[2]) Dagegen besonders Diener, Bau und Bild 1903.

[3]) Pia Ib. 1912.

[4]) Schulze, Geogr. Jahreshefte 1911.

[5]) Wähner, Sonnwendgebirge 1903. Hahn, N. Jb. B. B. 32, 1911, sagt, daß bei Brandenberg die weichen Riffkalke sich bereits von der rätischen Unterlage freigemacht haben und energisch über die ältere Trias hinübergreifen, ohne ihren petrograph. und faunist. Charakter zu ändern.

[6]) Beiträge zur Pal. u. Geol. Öst. XXII.

[7]) Stur, Geologie der Steiermark, 1871; Bittner, Verh. 1900 sieht in diesen Bildungen Neocom.

[8]) H. 1910. N. Jb. B. B. 32. 1911.

Zu Heritsch, Zur Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. I.

	»Hallstätter Decke«	Juvavische (Dachstein-, Hochalpine pr. p.) Decke	Inntaldecke	Tirolische Einheit östlich vom Salzachdurchbruch	Wettersteinscholle (tirolische Einheit) westlich vom Salzachdurchbruch	Randkette in Bayern und von der Traun gegen Osten	Subalpine Zone
Obere Kreide	Oosau	Gosau	Gosau	Gosau, z. T. flyschähnlich	Gosau	Gosau, Konglomerate mit exotischen Geröllen. Gosaubrekzie (event. Cenoman), flyschähnliche Oosau Cenomanbrekzie, Mergelschiefer mit Kalken, Konglomerat, Kalke, Sandstein	Gosau in Flysch oder couches rouges-Fazies Cenomankonglomerat
Untere Kreide				Neokommergel und Aptychenkalk Roßfeldschichten Schrammbachschichten	Neokommergel und Aptychenkalke	Oaultmergel Fleckenmergel des Neokom; Neokomkalke mit Konglomeratbänken; Neokommergel und Aptychenkalke	Neokom-Apt.-Kalk u. Mergel Wacke u. graue Kalke mit den Kreidemergeln wechselnd.
Malm	Plassenkalk			Plassenkalk Oberalmer Schichten Aptychenkalk	Aptychenkalk Hornstein und Nerineenkalk Oberalmer Schichten Bunte Aptychenschichten des Tithon Aptychensch. Rote Acanthicuskalke Radiolarienhornstein	Aptychensch. Weiße u. rote Hornsteine Aptychenkalke und Mergel Hornsteinoolithe d. Malm Graue u. rote knollige Kalke des Acanthicus-Niv. Kieselige Aptychenkalke Rote Kalke mit Krin. oder Hornstein Aptychenkalk Roter Tithon-Flaserkalk Weiße und rote Jurakalke	Rotbraune und weiße Tithonkalke Weißer konglomératischer Acanthicuskalk Aptychenkalk, z. T. mit Hornstein
Dogger				Konglomerate, Kalke, Kieselschiefer Fleckenmergel Kieselkalke Radiolarite Klausschichten Kieselmergel	Radiolariengesteine, Radiolarit	Vilser Kalk Rote Kalke des mittleren und unteren Dogger Kalke des mittl. Dogger Fleckenmergel; graue u. rote Kalke des unt. Dogger Oolithe des mittl. Dogger Oolithe d. unt. Dogger Weiße Kalke mit Pos. alpina; Krinoidenkalke Klauskalk; Kieselkalk, roter Brekzienkalk	Vilser Kalk Schiefer Klausschichten graublaue Bajocienkalke
Lias	Oberliaskalk Hierlatzkalk Fleckenmergel			Fleckenmergel Adneter Sch. (Mittellias) Liaskalk Rote Cephalop.-Kalke Hierlatzkalke Graue Brachiopodenkalke Spongienkalk, Adneter Kalk	Adneter Sch. Kieselknollenkalk Spongienkalk Schwarzer Lias (ε-Dogger) Roter u. grauer Lias (α—δ) Rote Liaskalke Weißer Riffkalk Grestener Kalk Fleckenmergel Roter Liaskalk Bunter Cephalop.-Kalk Hierlatzähnliche Kalke	Rote Oberliaskalke Weiße u. rote Mittelliaskalke Hierlatzkalke Kalke u. Mergel Fleckenmergel Spongitenkalke Kiesel- od. Spongitenk. Graue und braune Kalke mit Hornstein; weiche Kiesel und Krinoidenkalke Mergelschiefer u. Kalke —d. Schwarze Kieselkalke —γ. Fleckenmergel α—β Rote Liask. Rote Ammonitenkalke des Mittel- u. Oberlias Schwarze u. gelbe Unterliask. Mittellias. Brachiopodenkalke Dunkelgraue Liask. Bunte Kalke, Angulatenlias Rote Cephalop.-Kalke Fleckenmergel Adneter Kalke Grestener Sch. Cardinienlias	Schiefer mit Pos. Bronni Fleckenmergel d. Mittellias Arkosen u. Sandsteine d. Grestener Sch. Arietenlias Fleckenmergel
Rät	Zlambachmergel Rät in Starhembergerfazies	Rätischer Dachsteinkalk mit Andeutung von Kössener Sch.		Rät. Dachsteinkalk Kössener Schichten Plattenkalk	Riffkalk = Ob. Dachsteinkalk Kössener Sch. Plattenkalk Kössener Sch. Plattenkalk Riffkalk Starhemberger Lagen im Dachsteinkalk	Ob. Dachsteinkalk Kössener Schichten Plattenkalk Kössener Sch. Kössener Sch. Ob. Dachsteinkalk Kössener Schichten Plattenkalk	Kössener Schichten
Norische Stufe	Hallstätter Kalk Lerchkogel-Dachsteinkalk Loferer Schichten Dachsteinkalk des Reiteralmtypus Obernor. Hallstätter Kalk, Zlambach-Sch., lichte Dachsteinkalke Unternorischer Hallstätter Kalk	Dachsteinkalk Dachsteinkalk mit Einschaltung von Hallstätter Kalk Dachsteinkalk Dachsteindolomit Hochgebirgskorallenkalk mit Einschaltung von Hallstätter Kalk	Hauptdolomit	Hauptdolomit Dachsteinkalk Hauptdolomit Dachsteinkalk	Hauptdolomit Dachsteinkalk Dachsteindolomit Dachsteinkalk und Einlagerungen von Hallstätter Kalk	Hauptdolomit, z. T. mit Einschaltung von Mergel- und Kalkbänken, z. T. mit Asphaltschiefern Hauptdolomit mit »buntem Keuper«	Hauptdolomit
Karnische Stufe	Dolomit mit Hallstätter Kalklinsen Hallstätter Kalk Draxlehner Kalk Cardita-Sch. Reingrabener Sch. Schwarze Hallstätter Kalke mit Hornstein Halobia rugosa-Schiefer	Dolomit Dolomit Cardita-Sch. Cardita-Sch. Hochgebirgskorallenkalk	Carditaschichten	Opponitzer Kalk Lunzer Sandstein Reingrabener Schiefer	Raibler Sch. Raibler Dolomit mit schwarzen Kalken, ev. Reingrabener Schiefern, auch Carditaoolithen Dolomit Kalke u. Schiefer	Kalke, Schieferton, Sandstein, Gips, Rauchwacke Opponitzer Niveau Lunzer Sandstein Reingrabener Schiefer	
Ladinische Stufe	Ramsaudolomit Kieselknollenkalk Wettersteinkalk Unterer Dolomit Lichte Dolomite, welche in das Karnische und Anisische reichen	Ramsaudolomit Unterer Dolomit Ramsaudolomit, z. T. mit Einschaltung von Hallstätter Kalken Ramsaudolomit	Wettersteinkalk u. -Dolomit mit einzelnen Bänken von Partnachschichten	Wettersteindolomit Wettersteinkalk Reiflinger Kalk Wetterstein-kalk od. Reiflinger Kalk mit Einschaltung von Partnachsch. Reiflinger Kalk, oben mit Einschaltung v. Wettersteinkalk	Wettersteinkalk oder Arlbergschichten Partnachschichten Ramsaudolomit Reiflinger Kalk Ramsaudolomit	Wettersteinkalk Wettersteinkalk Partnachschichten Reiflinger Kalk	
Anisische Stufe	Schreyeralmkalk Helle Dolomite Dolomit Guttensteiner Kalk u. Dolomit Dolomit Graue knollige Kalke vom Typus der Reiflinger Kalke	Ramsaudolomit Reichenhaller Dolomit Dunkle Kalke ev. mit Hornstein Reichenhaller Dolomit	Muschelkalk	Reiflinger Kalk Guttensteiner Kalk und Dolomit	Muschelkalk Ramsaudolomit Reichenhaller Dolomit Kalke vom Aussehen der Reiflinger Kalke Guttensteiner Dolomit	Muschelkalk Reiflinger Kalk Guttensteiner Sch.	
Skythische Stufe	Werfener Schichten und Haselgebirge	Werfener Schichten und Haselgebirge	Buntsandstein und Haselgebirge	Werfener Schichten und Haselgebirge	Buntsandstein Werfener Schichten mit Gips		

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig und Berlin.

BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY

Die Grestener Schichten sind eine litorale Bildung, die Hierlatzkalke eine Seichtwasserentwicklung; die Fleckenmergel werden als Absatz einer größeren Meerestiefe angesehen, besonders die Adneter Schichten und die bunten Cephalopodenkalke wurden nach Wähner[1]) küstenfern und in größerer Tiefe abgelagert. Wähner hat für diese Auffassung eine Anzahl von Gründen angeführt. Manches spricht dagegen (z. B. die Grestener Kalke bei Achenkirchen) und ist eine Warnung, nicht allzu optimistisch mit der Deklaration als Tiefseebildung zu sein. Pia[2]) macht darauf aufmerksam, daß der Tiefseecharakter mancher Jurasedimente nicht so sehr auf die bathymetrische Lage ihres Entwicklungsortes als auf die absolute seit dem Perm anhaltende Erdruhe zurückzuführen ist. Daraus resultiert ein Minimum an terrigenen Sedimentationskomponenten, und unter diesem Ausblick ist das Zusammenvorkommen von roten Cephalopodenkalken und Riffkalken verständlich.

Aus der großen Masse des stratigraphischen Details sei hier nur noch darauf hingewiesen, daß die untere Kreide an einzelnen Stellen an ihrer Basis eine Lücke zu haben scheint. So wurde für das Neocom der Weitenau bei Golling eine transgressive Lagerung angenommen. In den vollständig überwiegenden Fällen herrscht zwischen Jura und Kreide eine Konstanz der Ablagerungsfolge; das zeigt die oft unscharfe Grenze (z. B. Langbathscholle). In einzelnen Fällen aber scheint wirklich eine Lücke vorhanden zu sein; so wird im Habersauertal (südlich vom Walchsee) die Basis des Neocoms von Konglomeraten mit triadischen Rollstücken gebildet, und darauf folgen dann Sandsteine und Mergel. Grobe Breccien mit fremden Bestandteilen[3]) (chloritische Schiefer usw.), welche in der Kammerkergruppe auftreten, sprechen auch für kleine Niveauschwankungen. In den östlichen Kalkalpen greift nach Geyer[4]) das Neocom über ältere Gesteine über. Sehr selten ist der ostalpine Gault[5]). Der Ablagerung der oberen Kreide ist bereits eine lebhafte Gebirgsbildung in der ostalpinen Facies vorausgegangen.

Nachtrag. Die früher gegebene Bemerkung über das Ablagerungsgebiet der Hallstätter Kalke in »Kanälen« könnte eventuell mißdeutet werden. Daher sei folgendes als Ergänzung angeführt. Der Charakter des Ramsaudolomites, Wettersteinkalkes, Dachsteinkalkes, Hauptdolomites usw. — um von den Bildungen mit deutlichem terrigenen Charakter oder von der Art der Reiflinger Kalke usw. nicht zu reden — ist nicht der des Riffes; man darf sich wohl die Entstehung dieser Bildungen nicht vorstellen als Riffe in einer Inselwelt; sondern diese Bildungen müssen, wie der auf weite Strecken gleichmäßige Charakter zeigt, einer gleichmäßigen Ausfüllung einer noch im ganzen doch regel-

[1]) V. 1886.
[2]) Ib. 1912.
[3]) Hahn, Jb. 1910.
[4]) Erl. Z. Bl. Weyer & Gamning, Maria Zell.
[5]) Lebling, Geol. Rundschau.

mäßig sinkenden Geosynklinale ihre Entstehung verdanken; eine seichte See müßte von diesen Bildungen zugebaut werden. So erklärt sich auch das Nebeneinander verschiedener Facies als Funktion der Sedimentationsbedingungen besonders der Materialzufuhr (Wettersteinkalklinsen, bzw. Partnachschichten im Reiflinger Gebiet usw.).

In Senken zwischen solchen Schichttafeln, in Kanälen, wurden die Hallstätter Kalke abgelagert. Heinrich (Verh. d. R. A. 1913) hat nachgewiesen, daß die Hallstätter Kalke des Feuerkögels ein dem modernen Globigerinenschlamm vergleichbares Sediment sind. Damit ist noch nicht bewiesen, daß es sich um ein Sediment aus größerer Tiefe handelt; die nordische Schreibkreide kann diesbezüglich als Beispiel herangezogen werden. Daß die Hallstätter Kalke keine Bildung in bedeutender Tiefe sind, zeigt das Vorkommen hierher gehöriger Bildungen in dem Salzburger Hochgebirgskorallenkalk. Die flachen Hallstätter Kanäle mußten bei einer Gebirgsbewegung zuerst überwältigt werden, woraus sich die Stellung der Hallstätter Kalke ergibt.

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen.

3. Die Kalkalpen Südbayerns.

Von **F. Felix Hahn** (Stuttgart).

Mit 1 Textfigur.

Literatur[1]).

1. P. D. Aigner, Das Benediktenwandgebirge. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München, H. 16, 1912 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges. VII, 3), mit geologischer Karte 1 : 25 000.
2. L. v. Ammon, Die Gastropoden des Hauptdolomits und Plattenkalks der Alpen. Abh. zool. miner. Ver. Regensburg, H. 11, 1878.
3. L. v. Ammon, Die Gastropodenfauna des Hochfellnkalkes. Geogn. Jahresh. München, V, 1892.
4. L. v. Ammon, Geogn. Beobachtungen aus den bayr. Alpen. Geogn. Jahresh. München, VII, 1894.
5. O. Ampferer und Th. Ohnesorge, Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 59, 1909.
6. O. Ampferer und W. Hammer, Geol. Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 61, 1911.

---

[1]) Glazialgeologische und rein paläontologische Arbeiten mußten wegen Raummangels unberücksichtigt bleiben. Desgleichen ist die Besprechung der Muldenschlinge des Karwendelvorgebirges einer späteren Übersicht über die tirolischen Kalkhochalpen vorbehalten.

7. H. Arlt, Die geol. Verh. der östlichen Ruhpoldinger Berge. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. Münehen, H. 12, 1911 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges., VI, 4), mit geol. Karte 1 : 25 000.
8. J. Böhm, Der Hoehfelln. Zeitsehr. Deutseh. geol. Ges., 62, 1910, Monatsber., p. 717.
9. E. Böse, Die Fauna der liasisehen Braehiopodenschichten von Hindelang. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 42, 1892.
10. E. Böse, Ein neues Vorkommen von oberem Lias und unterem Dogger in den bayr. Alpen. N. Jahrb. f. Min. 1892, II, p. 86.
11. E. Böse, Geol. Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahresh. Münehen, VI, 1893, mit geol. Karte 1 : 25 000.
12. E. Böse, Über liasische und mitteljurassisehe Fleckenmergel in den bayr. Alpen. Zeitsehr. Deutseh. geol. Ges., 46, 1894.
13. E. Böse, Beiträge zur Kenntnis des alpinen Trias. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 50, 1898.
14. E. Dacqué, Geol. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. Münehen, H. 15, 1912 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges. VII, 2), mit geol. Karte 1 : 25 000.
15. H. Finkelstein, Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. VI, 1888, mit geol. Karte 1 : 25 000.
16. E. Fraas, Das Wendelsteingebiet. Geogn. Jahresh. München, III, 1890, mit geol. Karte 1 : 25 000.
17. E. Fraas, Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.
18. C. W. v. Gümbel, Über neue Fundstellen von Gosauschichten und Vilserkalk bei Reiehenhall. Sitzungsber. K. Ak. d. W. München 1866, II, p. 180.
19. C. W. v. Gümbel, Abriß der geogn. Verh. der Tertiärsehiehten von Miesbach und des Alpengebirges zwisehen Tegernsee und Wendelstein. Münehen 1875, mit geol. Karte 1 : 50 000.
20. C. W. v. Gümbel, Geologie von Bayern. Cassel 1894.
21. F. F. Hahn, Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreiehischen Traun. Verh. geol. R.-A. Wien, 1912, Nr. 15.
22. F. F. Hahn, Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. Deutseh. geol. Ges., 64, 1912, Monatsber., p. 528.
23. H. Heimbach, Geol. Neuaufnahme der Farchanter Alpen. In. Diss., München 1895, mit geol. Karte 1 : 50 000.
24. J. Knauer, Geol. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh., XVIII, 1905 mit geol. Karte 1 : 25 000.
25. J. Knauer, Die tektonisehen Störungslinien des Kesselbergs. Landesk. Forseh. Geogr. Ges. Münehen, H. 9, 1910 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges. V, 2), mit geol. Karte 1.: 25 000.
26. F. Plieninger, Über Dogger und oberen Lias in den Chiemgauer Alpen. Zentralbl. f. Min., 1901, p. 361.
27. O. M. Reis, Geol. Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. 1 : 25 000. Geogn. Jahresh. Münehen, VII, 1894.
28. O. M. Reis, Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Zeitschr. prakt. Geol., 18, 1910, p. 459.
29. O. M. Reis, Erläuterungen zur geol. Karte des Wettersteingebirges. Geogn. Jahresh. Münehen, XXIII, 1910, mit geol. Karte 1 : 25 000.
30. A. Rothpletz, Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 35, 1883, p. 134.
31. A. Rothpletz, Geol. pal. Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica 33, 1886, mit geol. Karte 1 : 25 000.
32. A. Rothpletz, Ein geol. Quersehnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
33. A. Rothpletz, Geol. Alpenforschungen II. München 1905.

34. M. Schlosser, Geol. Notizen aus dem bayr. Alpenvorland und dem Inntal. Verh. geol. R.-A. Wien, 1893, p. 196.
35. M. Schlosser, Geol. Notizen aus dem Inntal. N. Jahrb. f. Min., 1895, I, p. 75.
36. M. Schlosser, Neue Funde von Versteinerungen der oberen Kreide in den Nordalpen. Zentralbl. für Min. 1904, p. 657.
37. M. Schlosser, Zur Geologie des Unterinntals. Jahrb. geol. R.-A. Wien, 59, 1909.
38. Th. Skuphos, Die stratigr. Stellung der Partnachschichten und der sogen. unteren Carditaschichten in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen. Geogn. Jahresh. München, IV, 1891.
39. U. Söhle, Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau. Geogn. Jahresh. München, IX, 1896, mit geol. Karte 1 : 25 000.
40. U. Söhle, Das Ammer-Gebirge. Geogn. Jahresh. München, XI, 1898, mit geol. Karte 1 : 25 000.
41. G. G. Winkler, Neue Nachweise über den untern Lias in den bairischen Alpen. N. Jahrb. f. Min., 1886, II.
42. S. v. Wöhrmann, Die Raibler Schichten. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 43, 1893.
43. G. Wundt, Über die Lias-, Jura- und Kreideablagerungen von Vils in Tirol. Jahrb. geol. R.-A. Wien, 32, 1882.
44. G. Wundt, Bemerkungen in Sachen des Jura von Vils. Verh. geol. R.-A. Wien, 1888, p. 88.

Bei einer zusammenfassenden Studie über die Forschungen der letzten 25 Jahre in den Kalkalpen Südbayerns ist es Pflicht der Gerechtigkeit, wenigstens die Namen der Männer ins Gedächtnis zurückzurufen, deren unermüdliche Tätigkeit das Fundament für die zu besprechenden Neuaufnahmen schuf. M. Flurl mag den Anfang machen, an L. v. Buchs Bestimmung rhätischer und liassischer Fossilien von Kreut und Bergen sei erinnert. Die über 30 Jahre sich erstreckenden Wanderergebnisse C. E. v. Schafhäutls zeigten so recht die gewaltigen Schwierigkeiten alpin-geologischer Forschung. H. Emmrich verdanken wir nicht nur die erste ausgezeichnete Monographie einer Berggruppe (des östlichen Chiemgaus), er legte auch den Grund zu dem heute noch gültigen Gliederungsschema. C. W. v. Gümbels kartistische Aufnahme der Nordalpen zwischen Bodensee und Salzach bleibt für immer eine bewunderungswürdige Leistung. Die 50er und 60er Jahre des vergangenen Jahrhunderts erzählen von der ergebnisreichen Sammeltätigkeit A. Oppels und G. G. Winklers. Auf E. Beyrichs Erklärungsversuch der Vilser Alpen baut sich ein guter Teil der späteren tektonischen Forschungen auf.

Mit den Monographien der Vilseralpen und des Karwendelgebirges von A. Rothpletz beginnt die neue Zeit. Er schuf sich nicht nur eine bis in unsere Tage benutzte Darstellungsmethode der Lagerungsstörungen dieses Alpenteils, auf seine Initiative gehen fast ohne Ausnahme die Neukartierungen zurück, ja die meisten sind unter seiner anleitenden Hand entstanden. Es liegt etwas Großes darin, daß alle diese kartistischen Spezialaufnahmen, bei der tektonischen Verwicklung die Grundlage für alle weitere Forschung, nahezu ohne jegliche staatliche Hilfe seit 1886 vor sich gingen. Manche Unstimmigkeit, manche empfindliche Ungleich-

heit der Durcharbeitung brachte freilich der Umstand mit sich, daß so viele Autoren über so lange Zeit hin stets nur kleine Teile des nach einheitlicher Methode verlangenden Gebirges bearbeiteten. So bleibt der staatlichen Landesuntersuchung in dieser planmäßig zu betätigenden, zusammenfassenden Ausarbeitung ein reiches und hoffentlich bald in Angriff genommenes Feld der Tätigkeit.

Stratigraphischer Überblick.

Von den die bayrischen Kalkalpen erbauenden Schichten gehören die triassischen dem oberbayrischen Faciesbezirk, die jurassischen dem mediterranen Reiche, zu einem Teil mit starkem mitteleuropäischen Einschlag, Kreide und Alttertiär der ostalpinen Entwicklung an. Regionalgeologisch (21) sei das Gebiet in die tiefbajuvarische (= nördlichste kalkalpine Rand-) und hochbajuvarische Zone gegliedert, letztere mit (nordsüdlich folgend) der hochbajuvarischen Randmulde, dem Jachenau-Audorf-Synklinorium und dem Hauptdolomitzuge von Wallgau-Valepp.

Die skytische Stufe ist nur als Schubfetzen von Buntsandstein (rötlicher und weißlichgrüner Quarzsandstein) am Eiseler (32, 6) bekannt.

Der Muschelkalk ist zwar ohne normale Liegendgrenze, doch in der ziemlich gleichbleibenden Mächtigkeit von 250 m in den Tannheimer Bergen wie der hochbajuvarischen Randmulde (außer zwischen Loisach und Kochelsee, um den Schliersee, beiderseits des Inns, östlich der Kampenwand) vorhanden. Er gliedert sich: oben meist fossilarme plattige Kalke mit Hornsteinen (Cephalopodenfauna von Sintwang bei Reutte), die obersten Lagen häufig mergelig in Übergang zu Partnachschichten mit *Halobia parthanensis* (32); Mitte: lichtgraue, oft dickbankige Kalke mit Brachiopodenfauna (Vilseralpen, Wendelstein mit genauer Gliederung u. a. o.); unten: dünnschichtige, dunkle, fossilarme Kalke mit rauhwelliger Oberfläche.

Die Partnachschichten folgen den Vorkommen des Muschelkalkes, ihre Mächtigkeit nimmt jedoch gleichmäßig von West (200 m zwischen Vils und Loisach gegen 400 m an der Partnach!) nach Ost ab (bis 100 m an der Benediktenwand, 35 m am Wendelstein, hier mit Einzelgliederung), um bei Aschau fast ganz zu verschwinden (15). Im Westen halten sich die schwarzen und grünlich braunen Lettenschiefer mit Bactryllien und die dunklen, oft fleckigen Kalke mit Tongallen, auch mit Hornsteinen (Brachiopodenfauna, 31, 11, 39, 16) die Wage, östlicher verschwinden zuerst die Fleckenkalke.

Der die tiefere Trias begleitende Wettersteinkalk erreicht eine Mächtigkeit von 300—500 m (gegen 1000 m in den tirolischen Hochalpen). Zwischen Vils und Loisach ist gelegentlich Dolomitisierung (mit Partnachfossilien) beobachtet. Größere Organismenreste sind neben Diploporen, Spongien, Korallen usw. selten (Vilseralpen, Kochelsee [4]).

Partnachschichten und Wettersteinkalk scheinen sich als unterladinisch gelegentlich gegenseitig zu vertreten. (Schönleitenkopf 11.)

Die karnische Stufe ist sowohl in der tiefbajuvarischen wie der nördlichsten hochbajuvarischen Zone stark verbreitet in einer Mächtigkeit von 50—250 m (tirolisch bis 500 m!). Der extrem litorale Charakter kommt in dem raschen Wechsel der Gesteinstypen (darunter Quarzsandstein mit Pflanzenresten), in der Anhäufung von Gipslagern und gipsführenden Rauhwacken, wie der Spärlichkeit der Fauna (vollständiges Fehlen der selbst kümmerlichen Cephalopoden der tirolischen Raiblerschichten!) zum Ausdruck. Als weiter verbreitete Gliederung (Söhle, Fraas) darf gelten: oben mergelige Kalke mit *Alectryonia montis caprilis*, zum Teil obere Rauhwacken, angeblich in Übergang zu Hauptdolomit (50 m am Wendelstein); Mitte: Dolomit, löchrige Kalke, Rauhwacke, Gips (100 m); unten: Sandstein, Sphärokodienkalke (selten), Carditakalke (70 m). Des diskonformen Charakters verdächtig ist sowohl die liegende Grenze wie verschiedene Fugen im mittleren Horizont. Die tiefbajuvarische Zone entbehrt beinahe der Mergel und Kalke und mariner Fossilien. Die primäre stratigraphische Reduktion der karnischen Stufe ist jedenfalls nicht geringer wie mancherorts die sekundäre, tektonische (Rauhwacken zu einem Teil Reibungsbreccien [8]).

Die eintönigen, allgemein verbreiteten Gesteine der norischen Stufe fehlen nur streckenweise der hochbajuvarischen Randmulde infolge tektonischer Eingriffe. Bemerkenswert ist mancherorts Rotfärbung und eine rote Tonlage in den Schlierseerbergen (ebensolche lateritische [?] Züge stecken im Cenoman und Flysch). Die schwer schätzbare Mächtigkeit scheint im tiefbajuvarischen Teil geringer wie südlich zu sein (etwa 500—700 m im Gegensatz zu dem südlicher um 1000—1200 m sich bewegenden Durchschnitt). Das obernorische Niveau des Plattenkalkes und Plattendolomits (Arlt), gekennzeichnet durch einige Gastropoden wie *Rissoa alpina*, scheint der tiefbajuvarischen Zone fast ganz zu fehlen, erreicht jedoch in der hochbajuvarischen 250—400 m Mächtigkeit (Einzelgliederung bei v. Ammon [2]). Leider herrscht in der Auffassung über den Plattenkalk große Unstimmigkeit unter den einzelnen Autoren, die ihn mehrfach dem Rät zuteilen, was nicht zulässig erscheint. Besonders unzuträglich ist es, wenn auf der gleichen Karte die mehr dolomitische Ausbildung im nördlichen Teil als Hauptdolomit, die kalkige im Süden als Rät mit verschiedenen Farben bezeichnet wird (so Aigner; daher das »Rät« am Langeneck mit 500 m Mächtigkeit!). Wieviel von dem sogenannten »Dachsteinkalk« der Vilser- und Schwangauer Alpen dem norischen, wieviel dem rätischen Niveau zuzuweisen ist, bedarf einer neueren Untersuchung.

Das Rät ist in der tiefbajuvarischen Zone mergelig und nur etwa 50 m stark, so daß bei dem Fehlen des Plattenkalks eine stratigraphische Lücke im Liegenden wie wohl auch im Hangenden anzunehmen ist. Nur ganz selten ist ein Übergreifen oberrätischer Kalke bemerkbar

(nördlich vom Aggenstein). Die hochbajuvarische Randmulde ist dadurch ausgezeichnet, daß in ihrer westlichen Hälfte in Linie Roßberg bei Vils—Kegelberg—Ranzen—Schwarzenberg bei Füssen—Tegelberg—Klammspitz—Sonnberg—Laber—Rötelstein (?) ein rhätfreier Streif beschrieben wurde. Unter verschiedenen Stufen des Lias liegt daselbst Plattenkalk oder Hauptdolomit. Bei der Unsicherheit der Deutung der sogenannten »Dachsteinkalke« der Voralpen und bei dem jüngsten Versuch, anderwärts die gleiche Erscheinung tektonisch zu erklären (Spengler am Schafberg), wäre eine Bestätigung der älteren, doch offenbar begründeten Ansicht wünschenswert.

Das hochbajuvarische Rät gliedert sich in a) eine mergelige Unterstufe (bis 100 m) mit reicher Litoralfauna, zum Teil auch kohligen Pflanzenresten und Gipslagern (14); b) eine reiner kalkige Oberstufe zum Teil oolithisch, die sogenannten »oberen Dachsteinkalke« (eine durchaus zu verwerfende Bezeichnung, da in den Gebieten der echten Dachsteinkalkentwicklung das oberrätische Niveau überhaupt noch nicht nachgewiesen ist, vermutlich vielmehr fehlt) oder »Grenzkalke« Knauers (24). Interessanterweise finden sich in den Schlierseerbergen wie bei Vils Einlagen eines zuckerkörnigen, harten Dolomits (genaues Äquivalent des Conchodondolomits der Südalpen). Die Fauna des oberrätischen Kalks[1]) ist ganz ungenügend bekannt; Gümbel zitiert vom Wendelstein Gastropoden (19), ich fand im Kochelseegebiet (westlich des Jochbachs) *Rhynchonella cornigera*, *Terebratula gregaria*, *Spiriferina jungbrunnensis*. Wo zwischen Plattenkalk und rätischem Kalk die trennenden Kössener Mergel fehlen (so scheinbar streckenweise in der Füssener Gegend und am Inn) kann die Trennung der beiden Horizonte praktisch Schwierigkeiten bereiten. Im oberrätischen Niveau kommen gelegentlich Kieselausscheidungen vor. Die 40 m mächtigen Garlandschichten Winklers vom Brauneck sind gleichfalls kalkig mergeliges Oberrhät, die daraus mit zitierte Hettangefauna entstammt jedoch dem Hangenden.

Die Eigengliederung, Mächtigkeitsmessung der Unterhorizonte und Beobachtung der Faunenfolge ist leider noch ganz unzureichend. Aus den Untersuchungen (besonders Böse und Knauer, auch Heimbach) geht wenigstens so viel hervor, daß allerorten die »schwäbischen« Lamellibranchiaten (*Gervillia inflata* usw.) die Basis behaupten (oft mit Muschelbreccie), daß dann Kössener und karpatische Elemente gemischt oder nacheinander sich einstellen; die Salzburger (*Choristoceras*-)Fauna ist ziemlich selten (so im Lahnewiesgraben) nachgewiesen; die oberrätischen Kalke enthalten wohl karpatische Elemente.

---

[1]) Schafhäutl beutete zwar bereits in den fünfziger und sechziger Jahren die reichere Fundstätte am Roßstein aus, seither wurde jedoch nichts mehr darüber veröffentlicht. Die mir von dort bekannten Fossilien entsprechen jenen des oberrätischen Riffkalks der Rofan und der Kammerker.

Der Lias der tiefbajuvarischen Zone (bis zu 250 m) ist charakterisiert durch die bathyale Facies der Fleckenmergel, die das höhere α bis ζ umfaßen und ganz überwiegend Ammoniten, im γ auch reichlich Inoceramen einschließen. Nach Böse (12) verhält sich das mitteleuropäische Element zum mediterranen im unteren Lias wie 12 : 10, im mittleren wie 8 : 2, im oberen wie 10 : 2. Später als Böses Zusammenstellung erschienen die Listen Söhles, Knauers, Arlts und Aigners (bei Dacqué fehlt eine solche, doch bekannter Fundplatz von α_4—γ-Formen östlich der Bodenschneid). Stellenweise treten an der Basis graue, oft sandige Kalke mit einer Fauna des tieferen α auf, die durch *Rhynchonella genifer* (wohl identisch mit *Caroli Gem.*) und *gryphitica*, *Ostrea arietis* und *sublamellosa* gekennzeichnet ist. Hierher gehört die Tuberculatusbank der Vilseralpen mit *Gryphaea arcuata*, die schwarzen Kalkbänke des Klammgrabens (Schwangau) mit Fischzähnen, die Mergelkalke der Schmiedlahn- (32) und Schulteralpe (1), die Vorkommen am Wendelstein (Spitzingalm mit *Ostrea sublamellosa*, eigener Fund), Heuberg (35) und Wundergraben (41).

In die hochbajuvarische Zone greift die Facies der Fleckenmergel einmal in der Randmulde zwischen Rötelstein und Klammspitz, dann in den Schlierseerbergen über. Gewöhnlich tritt Mischung mit grauen Kieselkalken (bis zu 250 m stark) ein, die nach Süden (Jachenau—Audorf Synklinorium) allmählich die echten Fleckenmergel verdrängen (Dacqué). Diese Ausbildung (auch am Wendelstein und Hochgern) kann unteren und mittleren, aber auch oberen Lias (so fand ich *Coeloceras annulatum* nahe Röhrlmoosalp am Roßstein) vertreten.

An die hochbajuvarische Randmulde knüpfen sich bestimmte Vorkommen des tieferen α. Es sind dabei die Hochfellnschichten (Böse 9) als kieselkalkige Entwicklung den beiden Psiloceraszonen Wähners äquivalent. Am Brauneck (1), etwa 20 m [?], ist zu gliedern a) tiefere als helle, teilweise crinoidenreiche Kalke mit gleichmäßig verteilter Lagen Kieselsäure und der Hettangefauna Winklers (*Ostrea irregularis*, *Plicatula hettangensis*); b) höhere Lagen als graue, massigere Kalke mit Hornsteinknollen und *Waldheimia cor.* Zu a) und b) gehört die reiche Gastropodenfauna des Hochfellns (3, 8), vielleicht auch die verkieselten Brachiopoden der Luitpoldhöhe bei Hindelang (9).

Die Spongitenschichten der *Schlotheimia angulata*-Zone (*marmorea* Wähners) mit *Schl. donar* am Hochgern sind zwischen Klammspitz, Ettaler Manndl und Geigerstein, dann wieder zwischen Wendelstein und Hochfelln entwickelt, und zwar mit schöner Sedimentverzahnung zu Hierlatzkalk am Rötelstein, Manndl und Laubenstein. Ob in diesem Horizont wirklich noch verkieselte Megalodonten (?)schalen vorkommen (Winkler, Finkelstein), bedürfte wohl neuerer Untersuchung. Die Mächtigkeitsangaben (bis 150 m) sind insofern unzuverlässig, als höhere Horizonte in gleicher Ausbildung mit vertreten zu sein scheinen.

Unterliassischer Hierlatzkalk zeichnet ebenfalls die hochbajuvarische Randmulde aus, fehlt aber zwichen Rötelstein und Riesenkopf, sofern nicht Dacqués grünlichbräunliche Breccie mit Brachiopoden eingerechnet werden darf. Östlich des Laubensteins sind Vorkommen im Aiplgraben (26), auf dem Hochfelln und zusammen mit Fleckenmergeln südlich Maximilianshütte bekannt. Sie lagern auf Hauptdolomit, Plattenkalk, rätischem Mergel oder Kalk, Hochfelln- oder Angulatenschichten und erreichen zusammen mit mittelliassischem Hierlatzkalk eine 100 m übersteigende Mächtigkeit. Der letztere ist aus der Randmulde westlich Linderhofs, vom Riesenkopf und Hochgern beschrieben, kommt jedoch auch als Seltenheit in den tiefbajuvarischen Fleckenmergeln der Schwanseescholle eingelagert vor. Oberliassischer Crinoideenkalk ist als Unicum am Hochgern mit *Rhynchonella cf. Lycetti* (nach Plieninger auch am Laubenstein?) gefunden. Die hemipelagische Facies der bunten Cephalopodenkalke und die Adneterkalke sind erst im südlichen Teil der hochbajuvarischen Zone heimisch, ihre Ausläufer dringen aber gelegentlich weit nach Nord vor (rote *Schlotheimia*-Kalke der Spitzingseegegend, Kalke der Jachenau, am Wendelstein und großen Mühlberg, am Heuberg mit *Spiriferina sicula*). Diese Facies herrscht durch den ganzen Lias (insgesamt kaum über 40 m stark) am Spitzstein (34) und südlich des Hochgerns. Außerdem ist oberliassischer Ammonitenkalk nur als schmächtige Einlage am Hochgern selbst (*Bifrons*-Zone) und südlich des Rotensteins bei Vils, sowie bei Sebi[1]) entdeckt worden.

Die Mergelfacies des Doggers knüpft sich an den nördlichsten kalkalpinen Saum; paläontologisch nachgewiesen ist sie vom Hochgern, Heuberg (35), Schlehdorf, Reiselsberg (?) (12), zwischen Pfronten und Hindelang, an letzterer Stelle allein mit Cephalopoden des mittleren Doggers[2]). Die Hierlatzkalkfacies (bis 250 m stark) fehlt der hochbajuvarischen Randmulde zwischen Laber und Riesenkopf (teils wegen der cenomanen Abrasion, doch auch primär infolge Ersetzung durch Mergel bei Ohlstatt und Schliersee); sie folgt gewöhnlich unmittelbar auf unter- oder mittelliassische Hierlatz- oder Kieselkalke. Die crinoidenreichen hellen Brachiopodenkalke des unteren Doggers wurden zuerst vom Rotenstein bei Vils näher untersucht (hier allein mit Ammoniten), dann im Ammergebirge, am Laber, Riesenkopf (teils mit verkieselten Brachiopoden), am Heuberg, Laubenstein (bis 150 m; die höhere Personatenbank Finkelsteins ist nach Plieninger liegend und zum Teil oberliassisch) und bei Ruhpolding (50 m stark am Taubensee, 2 m über Fleckenmergel nördlich davon am Zellerberg) entdeckt. Der Bathorizont (Klausschichten) findet sich mit Brachiopoden am Weißen Haus bei Füssen, als geringmächtiger oolithischer Kalk auch am Lauben-

[1]) G. Buchauer, Geol. Profil bei Niederndorf (Kufstein O), Jahrb. Geol. R.-A. 37, 1887, p. 63.

[2]) Nach gütiger Mitteilung Professor Reisers.

stein und am Taubensee an der Traun. Das Kelloway ist wieder erstmals vom Vilser Legam (mit Cephalopoden, *Hecticoceras hecticum*) näher beschrieben, dann auch mit *Waldheimia pala* vom Mehrentalgraben nördlich des Hochgerns und vom Stauffeneck bei Reichenhall (18) erwähnt; dem letzteren Zug entstammt zweifellos das erratische Vorkommen vom Beilehen usw. bei Teisendorf; ein Teil der Hornsteinoolithe des Riesenkopfs und Laubensteins mag hierher gehören.

Wieviel von dem bunten Radiolarit mitteljurassisches Alter besitzt, ist bei dem Mangel größerer Fossilreste innerhalb desselben und bei dem nur selten genau festzulegenden Alter der Grenzflächen kaum zu entscheiden. Die hangenden Aptychenschichten (200—300 m) führen öfters Tithonammoniten (so im Ammergebirg, Laubenstein) und lassen gelegentlich eine liegende, heller gefärbte, kalkige Partie von einer hangenden, rot und grün gefärbten, mergelschiefrigen unterscheiden. Die Folge tieferer Jura-Radiolarit-Aptychenschichten beherrscht nicht nur das ganze Allgäu, die tirolischen Hochalpen, die Mulde des Karwendelvorgebirges, sondern nachweislich auch den größeren Teil der bayrischen Kalkalpen; so liegt z. B. nach Schlosser am Heuberg Radiolarit zwischen unterem Dogger und rotem *Acanthicus*-(?)Kalk unter Aptychenschichten. In auffälligem Gegensatz hierzu beschreiben Aigner und Dacqué die Radiolarite als Hangendes der Aptychenschichten. Nach letzterem folgt auf liassischen Kieselkalk a) eine geringmächtige graublättrige Schicht mit eingesprengten Partien hellgelblichen Aptychenkalks, b) graue oder rote knollige Kalke mit *Aspidoceras* (*Acanthicus*-Zone ?), c) rötliche und graugelbe Wetzschiefer, oben mit Hornsteinen, d) rote und grüne hornsteinreiche Flaserkalke und Manganschiefer mit Hornsteinbänken, e) Übergang zu Neocom. Damit wäre für die bajuvarische Zone ein verschiedenes Alter des Radiolarits und die für benachbarte Gegenden zeitlich verschieden eingetretene abyssische Versenkung nahegelegt (Geyer beschreibt Radiolarite des unteren Ennstals normal unter Vilser Kalk!). Weitere Abweichungen von der oben beschriebenen Regel ergeben sich durch Einschaltung roter Ammonitenkalke des Malms zum Teil in Adneter Facies, so in der Jachenau, südlich des Hochgerns, und zwar des Transversarius-Bimammatusniveaus bei Groß-Weil (24) und am Rotenstein, der *Acanthicus*-Zone an der Hornburg (11), bei Hasslberg, am Zellerberg (7), des Tithons mit Brachiopoden bei Vils, auch am Laubenstein. In Hierlatzfacies ist das Tithon (mit vielen Zwergammoniten, *Pygope diphya, janitor*) am Wendelstein entwickelt, teils auf Aptychenschichten liegend (Steingrabner Alm), teils nach oben in solche übergehend (Bucheralp). Im Liegenden enthalten die grauen Hornsteinschichten der Bucheralp *Terebratula valfinensis* Lor., eine oolithische, stark verkieselte Kalkbank am Riesenkopf hastate Belemniten und *Rhynchonella cf. lacunosa* und *Terebratula cf. bisuffarcinata* (35); ähnliches Gestein überlagert am Laubenstein mittleren Dogger.

Die weichen, grünlichgrauen Mergelschiefer des Neocoms sind aus der tiefbajuvarischen Zone bei Vils, am Eibelsberg (1), bei Schliersee, am Heuberg und von der Hofalp (15) bekannt, sie sind in der hochbajuvarischen am Roßstein, in einzelnen Fetzchen am Eibsee und östlich des Inntals allgemein verbreitet. Die meist spärlichen Ammoniten (Winkler, Uhlig, Schlosser) weisen auf Valendis bis Hauterive, seltener Barrème. Der Übergang an der liegenden Grenze ist ein ganz allmählicher. Vom Schlierseegebiet sind fein konglomeratische Lagen und Fucoiden (Flyschfacies) beschrieben.

Der Gault, ein dunkler Mergel mit Barytkugeln und Ammoniten, lagert transgressiv über verschiedenen Jurastufen in den Vilser Alpen; nur das weitere Vorkommen östlich Schwangaus ist gesichert, jenes der Kampenwand und Urschlau (vermutlich cenomane Mergel) nicht wieder auffindbar oder nicht mit Fossilien belegt[1]).

Das Cenoman (bis 150 m stark) bedeckt transgressiv in der tiefbajuvarischen Zone Aptychenschichten und Neocom mit oder ohne Gault, in der hochbajuvarischen Randmulde jäh nebeneinander die verschiedensten, bereits stark aufgerichteten jurassischen, ober- bis mitteltriassischen Schichten. Es folgt der Innsenke bis zur Audorf-Niederndorfer Bucht und greift im östlichen Chiemgau flächenhaft gegen Süd vor bis zur tirolischen Störungslinie. Eine reiche Fauna ist bis jetzt vom Inntal [mit Beziehungen zur Kreide von Regensburg (34—37)], vom Lichtstättergraben bei Ettal (39) und aus der Urschlau (Winkler) bekannt, im allgemeinen sind nur *Orbitulina concava*, *Exogyra columba* und *Janira aequicostata* häufig. Nach Knauer ist die normale Folge Grundbreccie aus Hauptdolomit oder anderen alpinen Gesteinen, sandige Kieselkalke, schwärzliche Mergel mit Pflanzenresten oder Schalentrümmern. Als Facies unterscheidet Schlosser im Inntal nördlich bathyale Mergel mit Ammoniten und südlich litorale Kalksandsteine mit *Exogyra*. Echte konglomeratumlagerte Klippen von Triasgesteinen sind am Branderschroffen (11), Teufelstättkopf, Illing (24) usw. zu sehen.

An vier verschiedenen Stellen betritt das ebenfalls transgressive Senon das Gebiet. Eine bunte Serie von Sandsteinen, Konglomeraten und Mergeln (mit exotischen Geröllen) ist auf Jura gelagert unter dem hochbajuvarischen Deckenrand der Tannheimer Alpen erschlossen. Dann hat Söhle Korallenmergel an der Sefelwandalp mit Hippuriten, über aufgearbeitetem Cenoman gelagert, beschrieben. Arlt fand Konglomeratbänke mit Exotica nahe dem Flyschrand an der Traun, und endlich erstreckt sich eine Bucht mit Gosauablagerungen Inntal aufwärts weit über die tirolische Störung gegen Süd. Wiederum kann Schlosser eine nördliche cephalopoden- und inoceramenreiche Facies (Audorf) einer südlicher (bei Tiersee) gelegenen Litoralbildung mit

---

[1]) Die Karte Arlts führt infolge eines Druckfehlers »Gault« anstatt »Gosau« auf.

Rudisten, Nerineen, halbbrackischen Gastropodenmergeln gegenüberstellen. Wiederum hat die Fauna (Coniacien bis Untersantonien) mit jener Niederbayerns Verwandtschaft.

Marines Alttertiär, Obereocän, zu einer eigenen diskordant dem Grundgebirge aufgesetzten Mulde verbogen, ist ganz auf das Inntal beschränkt. Nach Schlosser ist bei Oberaudorf zu gliedern: a) (oben) Konglomerate, 50 m mächtig, aus kalkalpinen und quarzigen Geröllen (bereits unteroligocän?); b) Lagen mit Pflanzenspuren; c) braungraue, sandige Kalke (aufgearbeitetes Cenoman) mit *Maretia Desmoulinsi*; d) desgleichen mit *Nummulites variolaria* und *cf. intermedia* d'Arch. a) entspricht dabei den Häringer Pflanzenschichten und Kohlen, b)—d) den tieferen Häringer Schichten.

Trotz solcher stratigraphischen Fortschritte kann es nicht verborgen bleiben, daß noch sehr viele und wichtige Einzelfragen auf diesem Gebiet ihrer Lösung harren, daß es selbst in mancher Beziehung noch an den nötigen Vorarbeiten fehlt. Die wenigsten Karten geben ein exaktes Bild der faciellen Differenzierung im Rät und Jura. Selbst neueste Arbeiten ermangeln zuweilen der sorgfältig überarbeiteten Fossillisten; die Durchschnittsmächtigkeit der Schichten, eine Angabe von größter Wichtigkeit für stratigraphische wie tektonische Betrachtungen, leidet häufig unter wenig zutreffenden, mit Karte und Profilen im Widerspruch stehenden Bestimmungen; ins einzelne gehende Zonenmessungen und faunistische Einzelaufsammlungen sind selbst an den bestbekannten Fundplätzen nur ausnahmsweise durchgeführt. Der in gar mancher Hinsicht entscheidenden Untersuchung der Beschaffenheit von triassischen Grenzfugen, damit der Frage nach primären Sedimentationslücken ist kaum irgendwo Aufmerksamkeit geschenkt worden. In Anbetracht solcher Mängel hält es nicht schwer, vorauszusagen, daß solchen Forschungen noch überraschende Entdeckungen vorbehalten sein werden.

Der Grundplan des Gebirgsbaus.

Nachdem bis heute jeder Versuch fehlt, die neueren tektonischen Untersuchungen in den bayrischen Kalkalpen auf ihre gesetzmäßigen Zusammenhänge zu prüfen, erscheint hier eine Aufzählung der beschriebenen Falten, Brüche und Schollen wenig gewinnbringend, eine vergleichende Analyse zur Erlangung einer das Ganze beherrschenden Bauformel das wesentlichste Erfordernis.

Zwischen Isar und Vils.

Als Ausgangspunkt sei das Benediktenwandgebirge deshalb gewählt, weil es bei zentraler Lage ein in sich geschlossenes Ganze darstellt, das erst in letzter Zeit eingehend untersucht wurde.

Aigners tektonische Deutung ist die folgende (1, p. 59). »Der ganze Gebirgszug ist eine langgestreckte zentrale Mulde, an welcher infolge durchgreifender Längsbrüche die beiden anliegenden Sättel niedergebrochen sind.« Die so ge-

bildeten Längsschollen seien von jüngeren Querbrüchen verschoben und gegen die Isar abgesunken. Seine Begründung liegt (p. 81) in dem Gedanken, daß die einzelnen Formationsglieder außerhalb der zentralen Mulde identisch seien mit jenen innerhalb der Mulde und nur durch rein lokale Lagerungsstörungen abgetrennt; deshalb stehe zu erwarten, daß die Formationsglieder der Zentralmulde auch außerhalb derselben in der gleichen Reihenfolge und Ausbildung aufträten wie innerhalb; die aus der Mulde allein bekannten Schichten seien also in den abgesunkenen Sattelzonen in die Tiefe hinab gedrückt. Mit diesem Leitgedanken kontrastieren Aigners eigene Aufnahmen erheblich. Aus der zentralen Mulde werden Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk beschrieben, deren Vorhandensein in den flankierenden Längsschollen nicht nachweisbar ist. Die eigenartige Ausbildung des Räts, vor allem des untersten Lias (Hochfelln- und kieselige Angulaten-Schichten) fehlt trotz genügend gut erhaltener Kontakte von Rät zu Lias völlig der nördlichen, größtenteils der südlichen Längsscholle, erst in deren südlichstem Teil (Schwarzenbachtal und Jachenau) ist sie teilweise wieder erkennbar. Umgekehrt ist von den so mächtigen Fleckenmergeln, trotzdem der untere kieselige Lias am Kirchstein[1]) ganz erhebliche Mächtigkeit erlangt, nichts aus der Mulde bekannt. Die Untersuchung des nördlichen »Längsbruches« ergibt, daß an keiner Stelle die ursprüngliche Aneinanderpassung der beiden angeblich nur vertikal voneinander getrennten Schollen auch nur wahrscheinlich gemacht ist. Die nördliche Längsscholle fällt als Halbmulde mit oberjurassisch-altcretacischem Muldenkern in der gesamten Erstreckung von Kochel bis Länggries gegen die überragende tiefere Trias der zentralen Mulde: Mulde stößt so an Mulde, nicht ein niedergebrochener Sattel an die ursprünglich folgende Mulde. Die Trennungsfläche ist entweder saiger oder, wie dies deutlich südlich der Längentalalp erkennbar ist, (und ebenso schon auf dem älteren Profil Gümbels, 1861, p. 448) steil südfallend.

Die Betrachtung der südlichen Sattelzone geht von dem in der Höllgrube so schön erschlossenen Gewölbe der Benediktenwand aus; die südlich sich anschmiegenden Raibler lassen sich unbedenklich an den Raiblerzug im Süden des Schwarzenbachs knüpfen; zwischen diesem und dem mitteltriadischen Südrand der zentralen Mulde ist die Fortsetzung des Benediktenwandsattels zu spannen. Der zwischenliegende Schollenstreif ist nach Aigner eingebrochener Sattelfirst. Unverständlich bleibt es da, daß dieser ehemalige Sattelfirst dieselbe Facies hat wie der nördlich der Zentralmulde untergetauchte Halbmuldenkern und nicht die Facies der zwischenliegenden Zentralmulde. Sehr eigenartig ist es, daß diese »Einbruchszone« nicht nur von Süd her durch die Raibler überdeckt zu sein scheint (schräg wird ja das Muldensystem der Eselau von dem Raiblerzug des Schwarzenbachs überwältigt, ja am Krottengraben taucht gar noch Fleckenmergel mitten in den Raiblern wie ein Fenster empor), daß die »Einbruchszone« auch im Nord vom Muschelkalk der Zentralmulde stellenweise sehr deutlich überschoben wird. Aigner hat es leider vergessen (p. 67), bei der Besprechung des äußerst wichtigen Überschiebungsaufschlusses im Hintergrunde der Kotalpe beizufügen, daß die N 70° O streichende Schubfläche mit 30° nach NW einfällt, und daß zwischen den verquälten Aptychenschiefern und dem hangenden Muschelkalk noch $^3/_4$ m stark verquetschte Fleckenmergel als Zeugen einer sehr intensiven Massenverfrachtung eingeschaltet zu sehen waren. Die zwei wichtigsten »Längsbrüche« Aigners konvergieren somit stellenweise auch heute noch obertags, südlich wie nördlich derselben sind Schichten gleicher Facies von der Zentralmulde überschoben, während die Facies der letzteren dem anliegenden Teil der flankierenden Schollen fremd ist. Dies drängt zum Schluß, daß die Zentralmulde durch zwei in der Tiefe zusammentreffende Flächen von den nachbarlichen Schollen durchgreifend getrennt ist, daß sie als Teil einer Überschiebungsmasse aufgefaßt werden muß.

[1]) Hier jedenfalls weit mehr als α_3 umgreifend.

Die Zentralmulde ist nicht so einheitlich gebaut, wie es AIGNER darstellt, in scharfem Gegensatz zu seinen Profilen. Besieht man daselbst die Kontakte von Raiblern, Hauptdolomit und Rät, vergleicht man dieselben im Profil mit dem auf der Karte gezeichneten Ausstrich im Umkreis der Hausstattalp, so springt die Unmöglichkeit ins Auge, die auffällige, so intensive Reduktion, ja das völlige Verschwinden des im Süden 1000 m mächtigen Hauptdolomits (im südlichen Muldenteil verschwinden auch die höheren Raibler!) durch Längsbrüche erklären zu wollen. Wie aus Profil 1 und der Karte hervorgeht, konvergieren diese »Brüche« abermals, und zwar hier viel stärker wie am Außenrand der Zentralmulde. Die Störung kann ihren im Gelände leicht zu verfolgenden Eigenschaften nach überhaupt nicht anders als mit einer horizontalen Abschürfung und Massenverschleifung gelegentlich einer Überschiebung erklärt werden. AIGNERS Aufnahmen geben vielleicht schon den Schlüssel zu näherer Erklärung. Im Westen der Benediktenwand liegt nördlich des Rabenkopfs Hauptdolomit, Plattenkalk und Rät den Raum der zentralen Mulde einnehmend vorgetrieben bis zum reduzierten Muldennordrand. Es erscheint naheliegend, diese Verschiebung — ein regionaler Vorgang, wie es sich im folgenden ergeben wird — mit der Schubverschleifung im Inneren der Zentralmulde in Verbindung zu bringen.

Einmal mit dem Gedanken ursprünglich nahezu horizontaler Verlagerung längs Gleitflächen, die erst durch sekundäre Eingriffe der Vertikalen genähert wurden, vertraut, sind auch die Störungen in dem von der Zentralmulde überschobenen Gebirgsteil als versteilte Schuppung verständlicher denn als Längsbrüche. Deutlich fällt dies bei der offenkundlichen Überschiebung des Kotigen Steins über die quer geschnittenen Lias- und Tithonschichten des Finstermünzalm-Lenzenbauernalm[1]) Zugs ins Auge. Der rasche seitliche Übergang solcher Struktur in stehende Sattelwölbung am Schwarzenbergkopf läßt aber keine Zweifel über den lokalen Charakter dieses Zusammenstaus. Daß die Steilschuppung noch bedeutend nördlicher als es die AIGNERsche Karte angibt, auf dessen »Flysch«gebiet hinübergreift (Vogelkopf), wurde bereits an anderer Stelle erwähnt (22). Jedenfalls tauchen auch hier die mesozoischen Schollenstreifen nicht unter den Flysch, sondern unter südlich herandrängende Triasschuppen. Daß auch der oben geschilderten Überschiebung der Zentralmulde keine allzu große Fernwirkung zukommt, möchte daraus hervorgehen, daß 1) an den wenig gestörten Sattel der Benediktenwand sich südlich Raibler und Hauptdolomit ohne nachweisbare Störung anschließen, 2) daß die Kieselkalke des unteren Lias der Zentralmulde in der südlichen Eselau aufzutreten beginnen.

Das Benediktenwandgebirge besteht somit aus zwei tektonischen Masseneinheiten, einer tieferen, »tiefbajuvarischen« (21), durch jurassische Mergelfacies und den Reichtum an jüngeren Schichten ausgezeichneten Einheit, die sich in enger Stauschuppung befindet, und einer höheren, »hochbajuvarischen« mit älterer Trias, Rätkalken, kieseligem Lias α, welche als Schubmasse die tiefere überlagert. Der Deckennordrand ist in Muldenform in das Liegende eingesenkt; gegen die Isar schiebt sich zwischen die abgespaltenen Deckenteile ein basaler Streif als Halbfenster. Die Decke birgt in sich eine wichtige, ebenfalls muldig gewellte Verschleifungsfläche, längs welcher es zu einer intensiven Reduktion des norischen und zum Teil noch karnischen Niveaus kam. Unter diesem zweiten Massenvorschub ist westlich der Benediktenwand die tiefere Trias der Zentralmulde noch im Zusammenhang mit dem Hinterland bedeckt, östlich dagegen ist Losreißung eingetreten.

[1]) Bei 21, p. 338 irrtümlich als »Lehnbauern«alp bezeichnet.

Es ist als besonders günstiger Umstand zu bezeichnen, daß heute bereits die Neuaufnahmen der Randzone zwischen Isar und Vils lückenlos aneinander passen, daß die oben versuchte Deutung auf ihre regionale Brauchbarkeit geprüft werden kann.

Die schwierige Region um den Kesselberg ist dank der Bemühung Knauers mit Zuhilfenahme einiger wertvoller Ergänzungen Aigners (1, p. 21, 79) heute ziemlich enträtselt. Wir sehen so den bis zum Zwieselschrofen verfolgten Nordrand der Zentralmulde über Stutzenstein, Kienstein zum Branderschrofen sich fortsetzen. Muschelkalk, Partnachschichten und überwältigter Aptychenjura begleiten immer noch den nördlichen Sockel; eine enggepreßte innere Zone zeigt wieder rätischen Kalk, und die charakteristische Reduktion des Hauptdolomits, selbst der südliche Wettersteinkalkrand taucht um 2 km südwestlich zurückgeschoben bei Joch eine kurze Strecke weit wieder auf. Zwischen Flysch und diesen zu einem Trümmerstreif gedehnten Überbleibseln der Zentralmulde aber liegt eine in sich verschuppte Zone von Raibler Rauhwacken, Gips, Hauptdolomit, Fleckenmergel und Aptychenschichten von Cenoman bedeckt (1).

Wir betreten westlicher die Gruppe des Herzogstands und Heimgartens, ein Gebiet mit westlicher Achsensenkung. Der Wettersteinkalk taucht zwischen Schmalwinkelscholle (Raibler, Hauptdolomit, Kössener, Fleckenmergel und Aptychenschichten) im Nord (24) und der Rötelsteinmulde (mit Hauptdolomit, rätischem Kalk, Spongienlias und Hierlatzkalk auch faciell das Äquivalent der östlichen Zentralmulde) gegen West unter, nicht ohne daß in einem wirren Gefolg von Klemmstreifen verschiedenster Art die Wichtigkeit der trennenden Narbe betont würde. Südlich hebt sich der Hauptdolomit zum stehenden Gewölbe des Herzogstands empor, steil steht auch hier eine Bewegungsbahn unter dem Scheitel, die inmitten von Hauptdolomit gelegen, als Kennzeichen ihrer Bedeutung eine Verwerfungsbreccie von Fleckenmergeln, Aptychenschichten und Kreide neben Dolomit führt. Wenig westlicher unter dem Buchrain neigt sich die Fläche; Rätkalk und Lias der Rötelsteinmulde fällt unter sie ein: in dem Schubvordrang der Hauptdolomit- und Plattenkalkmassen des Rauecks sehen wir das Gegenstück zur Rabenkopfüberschiebung. Nördlicher am Simmersberg hat Knauer einen wichtigen Zeugen für den ursprünglich mehr horizontal vor sich gegangenen Massentransport gefunden. Aptychenschichten sind auf beträchtlicher Strecke längs einer 30° nach Süd einschießenden Ebene auf Hauptdolomit geschoben mit einem wirren Hauf von Fleckenkalkresten als zwischengelagertem Schmiermittel.

In scharfer Diskordanz greift das Cenoman aus der Mulde quer über den südlich folgenden Sattel über und bezeugt trotz aller jüngeren Eigenverfaltung und jüngerer Überschiebungsbewegungen das präcenomane Alter der ersten nordalpinen Vorfaltung (vgl. Knauers Profile 1—4).

Das Cenoman des Heubergs liegt schon jenseits der ersten Diagonalspalte des Loisachtals, als erste Etappe der Verschiebung bereits 1 km zurückgezogen. Und nochmals haben wir $2^1/_2$ km südlicher zu wandern, um westlich Eschenlohe zwischen Rauheck und Hohenberg bei N 70—80° O-Streichen im Muldensystem des Ettaler Manndls unsere »Zentralmulde« wieder zu finden.

Die beiden entsprechen sich in der Tat vollkommen. Wettersteinkalk, Partnachschichten und Muschelkalk tauchen am Nordrand der Mulde auf, Rätkalk, Spongienschichten und Hierlatzkalk des Lias, ja hier zum ersten Male Hierlatzkalk des unteren Doggers und Cenoman charakterisieren die durch eine kleine innere Aufwölbung gedoppelte Mulde (gedoppelt war sie auch östlicher am Rötelstein und mancherorts an der Benediktenwand). Auch hier liegt nebeneinander auf engstem Raum eines Muldenflügels quer über Wettersteinkalk bis Dogger das Cenoman mit Grundkonglomerat. Südlich folgt mit den Raiblern von Oberau der Kern des Sattelgewölbes, das am Herzogstand, in der Benediktenwand schon

erkannt wurde; doch im Labergebirge ist nichts von Überschiebung der Zentralmulde durch ihren Südrand zu spüren, vollkommen normal erscheint der Verband. Am Nordrand herrscht hingegen das gewohnte Verhältnis. Die Fleckenmergel der großen Laine, die Söhle schon ausbeutete, samt jenen, die ich 35° S fallend unter der Wand Wettersteinkalks vom Schoberwald, ja mit eingefaltetem roten Radiolarit die Hauptdolomitmasse des Rauhecks unterteufend fand, sind nichts anderes als der jäh zusammengedrückte Rest der Schmalwinkelscholle Knauers und damit der nördlichsten Kalkzone der Benediktenwand.

Zwischen Ammer und Vils haben schon Böse und Söhle einen Schollenvergleich erstrebt, der, von Einzelheiten der Begrenzung abgesehen, auch heute noch Gültigkeit hat. Sie stellen gegenüber:

Vilseralpen	Hohenschwangauer Alpen	Ammergebirge	Labergebirge
Füssenerscholle	Hohenburgscholle	Steckenbergscholle	—
Vilserscholle	Schwanseescholle	Lobbergscholle	—
Aggensteinscholle	Tegelbergscholle	Klammspitzscholle	Manndlscholle
Schlagsteinscholle	Gumpenscholle	Hundsfellscholle	Mühlbergsch.
Reintalscholle	Säulingscholle	Scheinbergspitzsch.	Hohenbergs.

Wenden wir uns zunächst dem Aggenstein-Manndl-Schollenzug zu, so ist die Übereinstimmung mit der bis zum Manndl verfolgten »Zentralmulde« unverkennbar. Wieder sehen wir ihn im wesentlichen als Mulde mit rätischer und jurassischer Kalkfacies und transgredierendem Cenoman erbaut, wieder stößt im Nord ein Streifen junger Mergel jäh gegen den aufgebogenen mitteltriadischen Muldenrand. Dieser letztere läßt hier um den Hennenkopf (40) viel besser als östlich sattelförmigen Bau erkennen. Als Kern desselben Sattels erscheint auch der steilstehende Wettersteinkalk des Kofels bei Ammergau, an den sich südlich wie nördlich Raibler lehnen. Diese sind nun, wenn auch überstürzt, mit dem Hauptdolomit des Schinder- und Osterbühls in normalem Zusammenhang, und dieser Hauptdolomit zieht westwärts zum Steckenberg und schließt dort Reste einer verquälten Rät-Lias-Cenomanmulde in sich. Gedenken wir der überschiebenden Rolle, welche dem Nordrand der Zentralmulde zukommt (siehe unten), so dürfte es hier bei Ammergau viel natürlicher sein, die »Steckenbergscholle« als weit vorgestoßenen, teilweise abgetrennten und schließlich eingesackten Streif des nördlichen Schubrands der Zentralmulde aufzufassen, denn als jäh emporgedrückten Untergrund der vorgelagerten Mergelzone. Daß diese nicht, wie Söhle glaubte, mit den Fleckenmergeln der großen Laine verschwindet, daß wir sie östlich bis zur Isar ohne solche Emporpressung verfolgt haben, bestärkt unsere Überzeugung.

Eine ähnliche Erklärung kann dann folgerichtig auch im Westen bei dem Äquivalent der Steckenbergscholle zurecht bestehen. Am Schönleitenschroffen (11) kommt noch der Kern des nördlichen Grenzsattels der Aggenstein-Manndlmulde als Muschelkalk und Partnachschichten hervor. Am Gelben Wandschrofen verschwindet der letzte Partnachstreif der Tegelbergscholle, um dafür längs der Südseite des Kien- und Huttlerbergs aufzutauchen. Überstürzt reiht sich daran nordwärts Wettersteindolomit, Raibler, Hauptdolomit und Cenoman, ganz ebenso wie am Steckenberg; hier wie dort werden wir dazu geführt, an einen ehemaligen Zusammenhang der Füssener mit der Tegelbergscholle — die erstere als vorgetriebenen, abgerissenen und eingesenkten Rand der letzteren — zu denken. Rothpletz hatte schon (31) die Sattelnatur der Füssener Scholle erkannt; ein Halbgewölbe ist auch die vereinsamte Scholle der Hornburg, und gleich nordöstlich finden wir, vielleicht davon abgeglitten, etwas Lias- und Malmkalk rings in jurassischer Mergelumgebung. Für oder gegen diese Auffassung mag Entscheidendes aus der Kartierung des westlichsten Endes der Füssener Scholle bei Steinach an der Vils erwartet werden, wobei freilich die Möglichkeit besteht, daß durch sekundäre Anschuppung die basale Zone das ursprünglich tektonisch Hangende in die Tiefe gedrückt hat.

Daß die Voraussetzung hierzu, nämlich der überschiebende Charakter des sogenannten Längsbruchs zwischen Lobberg-Schwansee- und Klammspitz-Tegelbergscholle gerade in den Linderhofer Bergen eine kaum widerlegbare Stütze erhält, verdient hervorgehoben zu werden. Die Triasmasse des Teufelstättkopfes ist nicht nur im Nord und Ost von den basalen Aptychenschichten umringt, die des öfteren (so »auf dem Stein«) sehr deutlich die mittlere Trias unterteufen; südlich zieht sich noch ein basaler Mergelstreif als Halbfenster weit nach West in den aufgebrochenen Sattelkern hinein, und Streifen von Partnach- und Aptychenschichten sind hier derartig nebeneinander verklemmt, daß es angesichts der stratigraphischen Sprunghöhe (mindestens 1200 m) vollkommen ausgeschlossen ist, vertikale Vorgänge zur Erklärung allein heranzuziehen.

Der ursprüngliche Muldenbau des Aggenstein-Manndlzuges ist am Branderschroffen, besonders aber in Linie Klammspitz-Scheinbergspitz recht gut erhalten. Von letzterer ab treten gegen West bemerkenswerte Veränderungen auf. Einmal schließt hier die Facies der Spongienschichten und Fleckenmergel innerhalb der Mulde ab und tritt hierfür westlich mittlerer Lias Hierlatz, sehr mächtiger Brachiopodenkalk des gesamten Doggers, Juraaptychenschichten und Gosaumergel auf; westlich Hohenschwangaus erfährt dann der Schichtbestand durch Aufnahme oberliassischen Ammonitenkalks, von bunten Malmkalken und Gault die letzte Bereicherung. Dann kompliziert sich der Eigenbau der Mulde zunächst durch Einschaltung zweier innerer Wettersteinkalkzüge. Nur den nördlichen am Fürstberg dürfen wir wohl als Aufwölbung des Untergrunds ansprechen, nachdem bereits im hangenden Hauptdolomit der Klammspitz die Sattelwölbung beim Aufstieg von Ost klar erkennbar ist. Der südliche Zug des Geiselsteins erscheint im Sinne der Profilzeichnung Böses (11) als von Süd von der Wettersteinkalkmasse der Hochplatte abgespalten und in die nördlich vorgelagerte rätisch-liassische Nebenmulde von oben hinübergeglitten.

Zum ersten Male seit der Besprechung des Heimgartengebiets begegnen wir wieder einem überschiebenden Vorstoß des südlichen Muldensattels, der in der Hochplatte sich noch zu stolzer Höhe erhebt, dann jedoch infolge einer kräftigen Achsenflexur sich rasch gegen das Lindergries senkt bei deutlicher Wahrung seiner Sattelcharaktere (Hauptdolomit der Scheinbergspitz flankiert von Plattenkalk und Rät), um erst östlich Ettals in dem bereits erwähnten Sattel mit Raiblerkern von Oberau sich neuerdings kenntlich zu machen. Nur als Ausfluß tangentialer Massenverschiebung werden wir die eigenartigen Scherpakete am Straußberg, zwischen Älpelekopf und Pilgerschrofen verstehen können, die den Nordrand der Säuling-Scheinbergspitzscholle säumen — als Auswirkung vertikaler Bewegungsvorgänge werden sie bei der innigen tektonischen Durchmischung von Jung und Alt trotz aller saigeren Stellung der Flächen von heute unerklärbar bleiben.

Westlich von Hohenschwangau scheint die Tegelbergscholle ihren Muldencharakter zu verlieren. An eine nördliche Zone jurassischer Kalke schiebt sich die Hauptdolomit-Plattenkalkscholle des Schwarzenbergs, der Wettersteinkalk des Kitzbergs und neuerdings eine Hauptdolomit-Rätkalkscholle um den Kniepaß. Trotz der unvermittelten Schollenkontakte werden wir sie alle zusammen entgegen dem Vorschlag Böses, der die nördlichen Jurakalke seiner Schwanseescholle zurechnet, von welcher sie aber ebenso tektonisch getrennt sind, als Äquivalent der »Zentralmulde« betrachten dürfen. Einmal gibt die gemeinsame Facies den Kitt, dann die Beobachtung, daß die scheinbar so wichtige Störungslinie des Schwanseegatterls westlich des Lechs im Kegelbergprofil ihre Bedeutung verliert, wo wir Wettersteinkalk bis Liashierlatzkalk in normalem Verband sehen. Zwischen Hundsarsch und Schlicke lernen wir den zugrunde gelegten Gewölbeplan der Kitzbergscholle kennen, und so erscheint uns letztere nur wie ein Gegenstück der östlicheren Fürstbergwölbung. Die norisch-rätische Platte südlich des Labbachs entspricht der Halbmulde des Raintales; die ladinischen Schichten nördlich des

Hohlakopfs dem Säuling-Scheinbergspitzsattel, an den sich südlich die Mulde des Hohlakopfes und jene der Weitalp anschließt.

Nördlich des Rotensteins werden wir ferner die Trennungslinie zwischen Vilser und Aggensteinscholle nicht, wie Rothpletz vorschlug, unter die Serie Hauptdolomit — jurassische Mergel — Neocom, sondern in die Störungslinie zwischen dieser und den von Gault diskordant überquerten jurassischen Kalkschollen des Rotensteins und Ächseles legen. Tun wir dies, so ergibt aber ein Blick auf die tektonische Übersichtskarte Ampferers (6), daß wir damit die Scheidung zwischen Allgäuer und Lechtaler Schubmasse vollziehen, die von da nach Südwest sich ja allgemeiner Anerkennung erfreut. Wir wissen heute dank der unermüdlichen Tätigkeit Ampferers, daß der Lechtaler Schubrand nicht, wie Rothpletz glaubte, östlich Reutte im Hauptdolomit verschwindet (für die Längsverwerfung südlich der Geierköpfe bietet sich gar kein Anhalt); wir wissen, daß am Urisee ein Streifen von Jura und Gosau unter das überwölbende Dach von Hauptdolomit untertaucht, daß die Decke aber in dem Schubzeugen des Hahnenkamms, in den triassischen Massen der Tannheimer Alpen nochmals den Lech übersetzt, bis zum Einstein und Aggenstein vordringt. Die nördliche Begrenzung dieses Deckenvorstoßes ist nichts anderes wie unser von der Benediktenwand hierher verfolgter »Längsbruch« zwischen Vilser-Lobberg-Schmalwinkelscholle und Aggenstein-Tegelberg-Manndl-Benediktenwandscholle.

Indem wir an den freigelösten Westrand unserer Gebirgszüge treten und die dort längst erkannte Lagebeziehung von Basalem und Decke mit unseren bisherigen Resultaten vergleichen können, gewinnen wir die Gewißheit, daß die versuchte Gliederung in Tief- und Hoch-Bajuvarisch regionalen Charakter hat. Wir sehen in der Schlagsteinscholle, (zu welcher der aufgepreßte jurassische Klemmstreif am Kniepaß, keinesfalls die zur Decke gehörige Gumpenscholle zu rechnen ist), in der Bucht vom Urisee wie in dem langen basalen Band der Vilser-, Schwansee-, Lobberg-, Laine-, Schmalwinkel- und Schmiedlahnschollen nur die verschieden weit ostwärts vordringenden Fühler der erosionsbefreiten basalen (tiefbajuvarischen) Masse, auf welcher die hochbajuvarische Decke, randlich als Mulde mit zwei mehr oder minder vollständigen Sätteln vorgeschoben ruht, oder in welche Teile der Decke eingesenkt sind. Die heutige Versteilung der meisten Schubkontakte kann diese Überzeugung nicht erschüttern; nur tangentiale Massenbewegungen konnten dies ungemein heftige, in seinen wesentlichen Zügen mit einer Deckenbildung übereinstimmende Störungsbild erzeugt haben.

Westlich der Vilseralpen orientieren uns nur einige Profile von Rothpletz (33) und Ampferer über den Bau. Eine wegen ihrer skytischen Grundgeschiebe interessante Bewegungsfläche durchschneidet am Eiseler und im Pfrontner Wald das basale Allgäuergebiet, im Westen südlich des Imberger Horns frei am austroalpinen Schubrand ausstreichend, während im Ost am Nordfuß des Breitenbergs vielleicht die Fortsetzung in der von Rothpletz bereits kartierten Störung zwischen Aptychenjura und Rät-Hauptdolomit gelegen sein möchte. Kräftige Schuppung am vordersten Rand bei Hindelang wie am Zinken (mit Einfügung hochbajuvarischer Vorschollen?), ergänzt dürftig das Bild.

Zwischen Isar und Salzach.

Östlich der Isar klafft leider mehr als eine empfindliche Lücke in unserer Kenntnis der nördlichen Randzone, nur ein kleiner Teil liegt

neu kartiert vor. Wir werden daher nicht mit jener Sicherheit wie westlich der Isar gültige Bauregeln ableiten können.

Als eine der interessantesten Gruppen darf jene des Wendelsteins gelten, ein überraschend genaues, spiegelbildliches Gegenstück der Benediktenwandgruppe.

Wie dort Aigner, so glaubte hier — allerdings zwanzig Jahre früher — Fraas, eine aus mittlerer Trias, reduziertem Noricum, Kössenern und oberrätischem Kalk und kalkig kieseligem Unterlias gefügte »Zentralmulde« als gehobene Scholle von der beiderseits abgesunkenen Umgebung trennen zu müssen; der südlich auf die Mulde folgende Sattel sei am First in einer gegen West erweiterten Kluft gespalten, zwischen die beiden entsprechenden Gewölbeflügel Wendelstein-Soinspitz und Bockstein-Lacherspitz seien allerhand jüngere Gesteine eingebrochen.

Wie an der Benediktenwand macht bei solcher Erklärung der Faciesunterschied zwischen den angeblich nur vertikal getrennten Schollen stutzig. Innen herrscht wieder, wie wir es als Eigentümlichkeit der hochbajuvarischen Randmulde fanden, die Kalkfacies des höheren Räts und unteren Lias, ja östlich des Förchenbachs tritt bei mählich Ost geneigter Achse eine vom Ammergebirge bekannte Bereicherung durch Aufnahme mittelliassischen Hierlatzkalks, Brachiopodenkalks des unteren und mittleren Doggers, kieselig oolithischer Gesteine des unteren Malms, von Aptychenschichten und transgredierendem Cenoman ein, welch letzteres bis gegen den großen Mühlberg vorgreift. Und wieder sehen wir sowohl in dem durch die »Längsverwerfung« abgeschnittenen Vorlandstreif, wie im Südwesten auch hinter der Mulde (analog zur Eselau) die Facies der Fleckenmergel.

Wie an der Benediktenwand führt uns auch hier die Untersuchung der Störungsflächen am südlichen »Satteleinbruch« zur Überzeugung, daß die jungen Schichten beiderseits, sowohl im Nord unter dem Gachenblick wie im Süd unter dem Bockstein unter die ältere Trias hinabziehen, von dieser überschoben sind. Man vergleiche die ganz richtig beobachteten Profilskizzen Gümbels (1861, Fig. 61 u. 63, Tafel 8 u. 9)! Fraas selbst hatte schon eine derartig innige Verschuppung von jurassischem Schiefer mit tieferen Triaskeilen festgestellt, wie sie bei vertikalen Bewegungen in Erstaunen setzen müßte. Am überzeugendsten gegen die ältere Erklärung dürfte aber der Umstand sprechen, daß, wie das Fraassche Profil nördlich des Bocksteins, seine Karte an der Spitzingalp beweist, innerhalb des »eingesunkenen« jungen Streifens nicht etwa eine muldenförmige Zusammenpressung, sondern Sattelstruktur herrscht, und zwar an derselben Stelle, wo darüber in scheinbar voller Konkordanz der mitteltriassische Sattel zum Luftgewölbe zu ergänzen wäre.

Diese Sattelstruktur stellt sich nachgerade als höchst bezeichnend für »Streifenfenster« heraus; mögen sie nun zwischen Wetterstein und dem mitteltriassischen Vorzug[1]), in der Aschauer Scholle (vgl. das wunderschöne Profil Ampferers [6], Fig. 6, S. 546) oder südlich des Kirchstein-Brauneckzuges gelegen sein: stets führt die genauere Untersuchung zu dem Ende, daß ein deckenüberwölbter Aufpressungsstreif, nicht von oben eingesenkte Glieder vorliegen.

So erscheint denn auch am Wendelstein es als das natürlichste, die von mittlerer Trias umringte »Zentralmulde« als vorbewegten und

[1]) Sehr deutlich südlich des Hohen Kamms und am Karljoch der Puitalp.

teilweise abgespaltenen Deckenrand zu deuten. Wie an der Benediktenwand im Südosten, so schiebt sich hier im Südwesten zwischen Rieder-, Spitzing- und Wendelsteinalpen ein Halbfenster zwischen die eingesenkten Deckenteile. Auch hier werden wir mit Fraas den Kontakt des südlichen Gewölbes mit dem Hinterland als im wesentlichen ungestört ansehen dürfen; finden wir ja am großen Mühlberg über Rät liassischen Ammonitenkalk, in der Audorfer Mulde Kieselkalk, und derselbe kieselige Lias tritt auch in dem südlichen Teil des für basal angesprochenen Gebietes an der Spitzingalp auf.

Die Analogie mit der Benediktenwandgruppe geht noch einen Schritt weiter. Innerhalb der Mulde ist die norische, am Südrand auch die karnische Stufe tektonisch reduziert. Wir finden in den beiden Profilen von Fraas bereits die unter mittlerem Winkel geneigte zugehörige Scherfläche, und wieder möchte vielleicht der starke Schollennachdrang von Süd (am Dümpfel) damit in ursächlichem Zusammenhang gedacht werden können. Die ältere Erklärung, Absinken des Muldenkerns an den aufgerichteten Flügeln ist schon deshalb unbefriedigend, da statt der zu erwartenden starken Kompression gerade im Innern (Schweinsberg) die relativ ruhigste Lagerung des ganzen Gebietes herrscht.

Als auf eine besondere Eigenheit des Wendelsteingebiets sei auf die zwischen dem jungschichtigen Basalgebiet und der mitteltriassischen Decke häufig zwischengeschalteten Quetschstreifen von mitgerissenem Hauptdolomit hingewiesen.

Wir betreten westlich das Kartierungsgebiet Dacqués. Der Kern seiner tektonischen Ausführungen ist der folgende. Obwohl zweimal eine mit Raiblern begrenzte Serie von Trias und Jura tektonisch mit jurassischen und altcretacischen Schiefern in anormalem Kontakt steht, der vielerorts als »Pseudostirnrand« in Erscheinung tritt, könne nur »von einer isoklinalen Anlagerung der Trias an jüngere Formationsstufen, keineswegs von einer Überschiebung im eigentlichen Sinn des Wortes die Rede sein.« »Der zusammenhängende und in die Tiefe fortsetzende, nirgends als isolierte Überschiebungsmasse zur Geltung kommende Ring von Raibler Schichten« sei seiner Anlage nach eine südwärts geneigte Mulde, »dessen Südflügel bis zum Muldenkern vorgedrungen und größtenteils ausgequetscht sei.« Zwischen Flysch und dem Raibler Ring liege ein normaler Muldenkern, der »letzte sichtbare Überrest einer ehemals auch noch aus älteren stratigraphischen Gliedern zusammengesetzten zweiten großen Hauptmulde des vorderen Gebirgsteils, die ausgewalzt wurde bis auf den jetzt noch übrig gebliebenen vor der Flyschzone herlaufenden Jura-Neocomkern.«

Ein solches Resultat scheint zunächst wenig mit den im vorangehenden abgeleiteten Bauformeln zu harmonieren. Die Sicherheit Dacqués in seiner Schlußfolgerung vermag aber über die Schwäche seiner Argumene nicht hinweg zutäuschen. Ausschlaggebend scheint zunächst die Frage: Sind die den beiden Raiblerbändern vorgelagerten Störungslinien Ausstriche von Überschiebungen oder von lokalen Quetschzonen? Das erstere sucht Dacqué damit abzulehnen, daß er 1) auf den Muldenbau der vorgelagerten Zone, 2) auf die streckenweis steile Stellung der tektonischen Trennungsfläche sich beruft. Er bleibt den Beweis schuldig, daß ursprünglich die Mulde mit dem Raiblerhalbsattel in direktem Verband stand. Er berücksichtigt nicht seine eigene Beobachtungstatsache, daß auf der Strecke Riederstein-Kreuzbergkopf, am Brunstkogl, bei Hohenwaldeck, auf der Nordseite der Kegelspitz der von ihm selbst eingezeichnete Ausstrich der Störung mathematisch der Schnitt einer unter mittleren Winkeln südgeneigten Fläche ist; daß der Lias glatt unter den Raiblern des Brunstkogels hinweggeht, nicht etwa sich an deren

Nordrand entlang drückt. Er setzt sich wortlos über die alte Erfahrung hinweg, daß durch nachfolgende Schuppung die erst angelegten, am weitesten von dem Sitz der nachwirkenden Kraft entfernten Flächen unruhige Versteilung erfahren müssen, je nach Wirkung des Widerlagers. Er spricht von Ausquetschung, ohne nur mit einem Wort darauf hinzudeuten, wohin denn die fehlenden Schichten (zwischen Raibler und Neocom an der Aalbachalp mindestens 1200 m Gesteinsmächtigkeit!!) gekommen sein sollen; von entsprechender Breccienanhäufung — ein absolutes Erfordernis bei geringer Massenbeförderung — ist nicht das geringste bekannt. Eine solche Reduktion könnte nur als Ausfluß einer gewaltigen Fernwirkung verständlich sein, und diese lehnt Dacqué ausdrücklich für die kalkalpine Randzone ab, ohne sich zu erinnern, daß seine kaum 500 m nördlicher vorbeiziehende Flyschgrenze genau die gleichen Eigenschaften aufweist wie die Brunstkopf-Hohenwaldecklinie. Und doch soll erstere der Ausstrich einer Deckenverfrachtung, letztere einer ausquetschenden »Aneinanderfaltung« sein! Bei speziellerer Betrachtung der von ihm mit »Auswalzung« erklärten Störungen sieht man erstaunlicherweise gerade die Plattenkalke scheinbar am meisten davon betroffen, die doch sicher mehr wie Kössener Mergel oder Fleckenmergel einer starken tektonischen Beanspruchung standhalten konnten. Daß gleich südlich in Linie Wasserspitz-Brecherspitz-Bodenschneid eine scheinbar übernormale Anhäufung von Plattenkalk damit in Zusammenhang stehen könnte, wird vom Autor nicht berührt. Und schwer verständlich dürfte die Auffassung Dacqués sein, daß die rundlichen Schöllchen (offenbar Schubfetzen) von Raibler, Hauptdolomit und Plattenkalk, die westlich des Lechnerbergs mitten im unteren und oberen Jura liegen, von unten emporgetragen seien.

Betrachtet man unter regionalen Gesichtspunkten die Karte Dacqués, so scheint zunächst kein Zweifel zu bestehen, daß die Aalbachzone genau der bei Lenggries verlassenen tiefbajuvarischen Masse entspricht. Wir können sie ja ungehindert über die Nordseite des Ringbergs, über die Fleckenmergel der Aueralp und die Aptychenschichten des Sattelkopfs, über die gleichaltrigen Mergel des Reitergrabens stets hinter dem Flyschrand bis Länggries verfolgen. Bei Hohenburg übersetzt auch die hochbajuvarische Decke mit Muschelkalk und Wettersteinkalk die Isar, in Geigerstein (mit Spongienlias und *Rhynchonella genifer*) und Fockenstein, in dem Hügel von Erlach bis an die Grenze von Dacqués Gebiet führend. Aber wir können nur vermuten, daß der Muschelkalk dieses Hügels unter die Raibler des Kühzagls einfällt. Gehen wir darum einen weiteren Schritt südwärts, so gelangen wir an das Synklinorium des Spitzingsees aus Rät und Jura. Hier sehen wir die oberrätischen Kalke, die Kieselkalkfacies des Lias mächtig entwickelt, die wir beide als hochbajuvarische Kennzeichen ansehen lernten. Hier sind auch mächtiger Plattenkalk und roter tiefliassischer Ammonitenkalk vertreten. Dieses Muldensystem führt uns westwärts über Setzberg zum Leonhardstein bei Kreut, zum oberrätischen Kalk des Roßsteins und zur Jachenmündung. Aus Aigners und Knauers Darstellung wissen wir aber, daß auch in deren Gebieten ein rätoliassisches Synklinorium auftritt, das südlich der Sattelwelle der Benediktenwand seine normale tektonische Stellung einhält. Beide Mulden verfließen in der Jachenau. Wir dürfen so die Raibler südlich des Schwarzenbachs mit dem Raiblerzug des

Kühzagls identifizieren, und das heißt wieder die Rabenkopf-Raueck-überschiebung mit der Kühzagl-Neuhausüberschiebung. Darunter liegt westlich die hochbajuvarische Randmulde, und so können wir auch östlich die Raibler Ringmulde Dacqués trotz ihrer offenkundigen faciellen Verarmung als das tiefgesenkte Äquivalent derselben betrachten; ihr darf wohl als abgeglittener Schubstreif der cenomanbedeckte Hauptdolomit des Lechnerbergs zugerechnet werden.

Es erübrigt, Wendelstein und Schlierseerberge aneinander zu fügen. Fraas glaubte an eine Verschiebung seines nördlichsten Raiblerzugs nach Süd zur Wand bei Birkenstein um $1^3/_4$ km. Die Karte Dacqués bringt keine Beweise hierfür, es scheint vielmehr die hochbajuvarische Mulde des Wendelsteins das Gebiet Dacqués hoch zu überragen. Und doch können wir nicht etwa nur an eine einfache Verwerfung, noch weniger an eine eigene »Wendelsteindecke« glauben, nachdem das Synklinorium des Brünnsteins ja nur die ungebrochene Fortsetzung der Großmulde der Rotwand und des Spitzingsees nach Lage wie Facies sein kann; nachdem der nördlich sich anschließende Hauptdolomit den Sattel des Bocksteins und der Lacherspitz mit zwischengelagerten Raiblern normal zu bedecken scheint.

Eine genauere Betrachtung der dem Breitenstein-Kirchwandzug westlich vorgelagerten Zone möchte den Schlüssel zur Erklärung abgeben. Die norisch-rätisch-jurassischen Schollenstreifen bei Birkenstein sehen wir energisch aus der normalen Streichrichtung nach N 40° W gedreht[1]), gleiches Streichen beherrscht auch die hoch darüber aufragende Masse des Schweinsbergs. Unter dem Wettersteinkalk der Kirchwand streichen Aptychenschichten aus dem Halbfenster der Spitzingalm nordwärts umbiegend bis gegen den Kotgraben. Die Querstörungen des Wendelsteingebiets laufen nicht mehr parallel, sondern wie unter einem seitlichen Druck zusammengepreßt — wir bekommen den Eindruck einer lokalen Aufpressung von Ost, Hochbajuvarisch über quer gestellte Pressungsstreifen von Tiefbajuvarisch und dieses vielleicht wieder über die als hochbajuvarisch erkannten Raibler der Wand (vgl. Gümbels Profil 1861, Fig. 38, Taf. 5). Diese Vorstellung fügt sich durchaus in den aus neueren Erfahrungstatsachen gesammelten Vorstellungskreis über jugendliche, Ost-West gerichtete Überquellung.

Östlich des Inns fehlen uns zusammenhängende tektonische Bearbeitungen; wir müssen, mehr als es wünschenswert ist, die facielle Untersuchung an deren Stelle treten lassen.

Wir verdanken Schlosser und Finkelstein die Kenntnis des Anschlusses nach West. Am Heuberg stehen sich an dem bekannten Längsbruch Tief- und Hochbajuvarisch wieder so schroff gegenüber wie irgendwo westlicher. Vergleichen wir nur:

---

[1]) Also der von Fraas angenommenen Diagonalbewegung entgegenlaufend!

Nordflanke des Heubergs	Heubergmulde
Cenoman	Cenoman (östlicher auf Hauptdolomit)
Neocom	—
	Tithonische Hornsteinkalke
Jurakalk und Aptychenschichten	Roter Jurakalk (Acanthicus Hor.?)
Fleckenmergel mit Ammoniten des unteren Doggers	Hornsteinbänke
	(östlicher oolithischer Brachiopodenkalk des mittleren Doggers)
Fleckenmergel mit Arieten	Hierlatzkalk des unteren Doggers
Unterster Lias als blaugraue Kalke mit Ostreen, Plicatula (Psiloceraszone)	Braunroter Kalk des mittleren Lias
	Kieselkalk des unteren Lias
Störung	Bunter Fonsjochkalk (Psiloceras Zone)
Plattenkalk	Oberrätischer Kalk.
Hauptdolomit	Kössenerschichten
Raiblerrauhwacken	Plattenkalk
	Hauptdolomit

Wiederum finden wir eine teilweise gedoppelte Mulde, südlich welcher im Priental ein mitteltriassischer Sattelkern auftaucht. Abermals ist die überschobene Lage der hochbajuvarischen Randmulde klar ersichtlich, im Nordwest bis Nordost fällt Neocom unter sie ein, im Ost bei Bach ist der Muschelkalk an einer 50° SW fallenden Fläche auf rote Aptychenmergel geschoben. Und wieder stellt sich die bekannte Reduktion des karnisch-norischen Niveaus innerhalb der Mulde ein, und damit in engstem Zusammenhang sehen wir am Windeck Plattenkalk auf Spongienschichten geschoben. Das Cenoman aber lagert im tiefbajuvarischen Teil auf Neocom, greift bedeutungsvoll innerhalb der hochbajuvarischen Randmulde quer bis über norische Sedimente. Der vorgelagerte basale Streif zeigt, bei Nußdorf noch den gesamten Samerberg bedeckend (34, 35), interne Schuppung.

Die tektonische Durchforschung der Kampenwand vermag die Tatsache der Überschiebung von Hoch- auf Tiefbajuvarisch ins hellste Licht zu rücken; sie allein kann auch den Schlüssel zur sicheren Weiterverfolgung der vom West bekannten tektonischen Einheiten ins östliche Chiemgau an die Hand geben.

Am Hochgern hat Plieninger eine nördlichste Zone mit Fleckenmergeln (Unterer Lias bis Unterer Dogger) und Aptychenschichten, eine mittlere Zone mit mächtigem Kiesellias, bedeckt z. T. mit Vilserkalk, und eine südliche Zone mit Spongienschichten des unteren, Hierlatzkalken des mittleren und oberen Lias und unteren Doggers (weiter südlich mit roten Ammonitenkalken) unterschieden. Wir könnten im Gegensatz von Zone 1 und 2 + 3 den Unterschied von Tief- und Hochbajuvarisch erblicken wollen. Und in der Tat scheint auch mit dem schon von Emmerich geschilderten Rauhwackenzug vom Kitzbühl bei Egerndach über Engelstein-Einfang-Rabenstein-Zwickling eine ostwärts von der Flyschgrenze geschnittene wichtige Störungslinie verbunden zu sein. Doch auch über die jurassischen Züge der vorderen Mittelzone ragen jäh die Dolomitmassen am Hochgern- und Hochfellnfuß herüber und das nach Gümbel von Wettersteinkalk unterteufte Band von Rauhwacke und Gips am Rötelwandkopf wie vom Silleck mag vielleicht erst die hochbajuvarische Masse begrenzen.

Wir betreten gut bekanntes Gebiet gegen das Trauntal. Eine bedeutende Absenkung der Achsen verbunden mit Staffelbrüchen (Böhm) führt uns samt den jungen Schichten im Kern der Mulden zu Tal. Mit N 60° W, ja N 30° W streichen die hügeligen, mannigfaltig gewellten Züge der bajuvarischen Alpenzone gegen die drohend vorstoßenden, so ganz anders gebauten Wände aus tiefer und mittlerer Trias am Rauschenberg, die mit N 70—80° O streichend den Weiterweg versperren. »Zwei

verschiedene Gebirge, die ursprünglich nichts miteinander gemein hatten, sind nachträglich aneinander gerückt« (7). Immer schmäler werden ostwärts die kümmerlichen Reste der bayrischen Alpen trotz der Parallelität des Streichens der Flyschgrenze infolge des Heranrückens der tirolischen Hochalpen, und im Norden des Stauffens fällt Flysch ohne kalkalpines Vorland unter die tiefste Trias der letzteren. Erst bei Stauffeneck erinnert das Hügelchen Vilserkalks und dann wieder weit im Ost das Neocom am Mondsee, unter dem Wettersteinkalk des Schafbergs an die untergetauchte bajuvarische Masse, die eine Breite von 30 km zwischen Füssen und Heiterwand, von 16 km zwischen Aschau und Walchsee, von 9 km zwischen Bergen und Kienberg, noch etwas über 5 km östlich der bayrischen Traun einnahm.

Hier kommt es erst so recht zum Bewußtsein, daß gegenüber der alles beherrschenden tektonischen Leitlinie, die Bajuvarisch von Tirolisch scheidet, die internen Störungen innerhalb der bajuvarischen Masse, und mögen sie auch vom Vorarlberg bis Ruhpolding aushalten, untergeordneten Ranges sind. Besteht ja auch kein Zweifel mehr darüber, daß Allgäuer und Lechtaler Masse westlich des Biberkopfs einem und demselben Gewölbe entstammen.

Es erübrigt, den hinteren Ketten der bayrischen Voralpen einige Worte zu widmen. Nur weniges ist davon zu berichten, nachdem sie bisher als angeblich uninteressant von Geologen nahezu gemieden wurden.

Als gewaltige Sattelwölbung mit östlicher Achsenneigung war die mittlere Trias der Tannheimer Berge am Urisee unter Hauptdolomit getaucht; wir können nur vermuten, daß der Sattel in den norischen Massen der Geierköpfe und Kreuzspitze nach Osten streicht. Südlich reiht sich daran die Mulde der Farchanter Alpen, auf der veralteten Karte Heimbachs leider ganz unzulänglich dargestellt. Der Kontakt zum überragenden Hauptdolomit des Kramers scheint stark gestört, die südliche Flanke dieses Berges entspricht einem hangenden Niveau. Wir entnehmen der Reisschen Aufnahme (29), daß südlicher mehrfach an ostwestlich streichenden Bewegungsflächen der südfallende Dolomit samt normalerweise bedeckendem Plattenkalk untereinander verschuppt ist; mit zwischengetriebenen Scherkörpern von Rät, Jura und Kreide taucht das Ganze am Eibsee unter die tirolische Wettersteindecke.

Gesteht man der Störung des Loisachtals entsprechend den Verhältnissen zwischen Eschenlohe und Ohlstatt blattverschiebenden Charakter zu, so wäre es möglich, unter Einrechnung des Verschubbetrags an der Barmsee-Kochelseespalte das Jachenauer Synklinorium auf die Farchanter Mulde zu beziehen.

Die gewaltige Dolomitmasse beiderseits des Isartales zwischen Wallgau und Fall, am Achenpaß, am Nordfuß der Blauberge, am Schinder und Trainsjoch ist unbekanntes Land, und dennoch könnten wir in ihr im Hinblick auf den Ausklang im Westen im Wamberger »Fenster« schon heute eine wichtige Bewegungszone vermuten. Die nördlich sich einstellende Muldengroßform wurde bereits von der Jachenau über Roßstein, Setzberg, Rotwand zum Brünnstein bei Audorf verfolgt. Man könnte jenseits des Inns die Tierseer Kreidemulde unter der Annahme nördlicher Verschiebung im Ost nach Sebi verfolgen wollen, und sie mit der Wessener Mulde identifizieren. Der lange Zug des Hauptdolomits, der von St. Nikolaus bei Ebbs über Miesberg-Walchsee zum Riedlberg westlich Kössen läuft, im Süden der Wessener Mulde, und welcher genau im Streichen des Hauptdolomits vom Nußlberg im Norden der Kieferfeldner Mulde liegt, deutet auf anderes. Die Audorfer Mulde,

aus welcher Schlosser Neocom beschrieb, mag sich ostwärts gabeln und so die Spitzstein- und Wessener-Mulde erzeugen. So würde denn die Tierseer Mulde unter den tirolischen Vorstoß des zahmen Kaisers schon bei Kufstein untertauchen, die Wessener Mulde (am Unternberg) unter den Wettersteinkalk der Gschößwand bei Weich, schließlich die hochbajuvarische Hochfellnmulde mit den Vilserkalk vom Taubensee an den Rauschberglahnern.

Allgemeine Ergebnisse.

Bewertung der Schubstörungen.

Es war das mit allgemeinen Erwägungen facieller und tektonischer Art im Einklang stehende Ergebnis der beiden vorangegangenen Besprechungen über Teile der deutschen Alpen von C. Lebling und mir, daß mit einer von Südost her vor sich gegangenen, deckenförmigen Überlagerung von Austroalpin auf Helvetisch-Lepontinisch (= Alpinvoralpin + Voralpin Leblings) gerechnet werden muß. Trotz aller Steilheit der Kontakte östlich Hindelang wird diese Erkenntnis, die vor allem einer faciellen Würdigung cretaceischer Ablagerungen entspricht, selbst von jenen Geologen, welche der heutigen Zufallslage tektonischer Flächen im Alpengebiet hohen Wert beimessen (so Dacqué), nicht mehr bezweifelt.

Wir sahen andererseits die bajuvarische Kalkalpenzone unter das tirolische Hochgebirge verschwinden. Wir erkannten innerhalb der bajuvarischen Masse (gegen die Bezeichnung »Teildecke« möchte mit Recht der Kompensationsmechanismus im Vorarlberg [siehe Besprechung 1] ins Feld geführt werden) eine heute unregelmäßig versteilte Trennungsfläche einiger Bedeutung, die Tief- und Hochbajuvarisch scheidet. Gewisse facielle Eigentümlichkeiten pflegen darauf aufmerksam zu machen, ohne daß freilich darauf unbedingter Verlaß wäre, wie die Verhältnisse um den Schliersee, wohl auch östlich der Kössener Ache dartun.

Regionaler Überschiebungsbau beherrscht somit auch die Nordalpen; ihm haben sich die übrigen tektonischen Eingriffe unterzuordnen.

Es ist unerläßlich, die älteren tektonischen Erklärungen dieser Auffassung gegenüber zu stellen.

Eine lange Zeit allein herrschende Deutung der baulichen Verhältnisse in diesem Teil der Nordalpen knüpft sich an Rothpletz' Bearbeitung der Vilser Alpen und des Karwendelgebirges. Sie läuft im wesentlichen darauf hinaus, an Längs- und Querbrüchen gehobene und gesunkene Schollen anzunehmen; die Störungsanlage sei dabei des öfteren »voralpin«, d. h. vor der »tertiären Alpenfaltung« entstanden. Diese Deutung vermag heute nicht mehr zu befriedigen, nachdem der regionale Charakter der tangential wirkenden tektonischen Eingriffe erkannt ist; nachdem wir gelernt haben, die lokale Einzelerscheinung einem gesetzmäßigen Zusammenhang einzuordnen; nachdem in unserem Fall von

Hindelang bis Ruhpolding an die »Längsbrüche« geknüpft so harte Facieskontraste ganze Schichtserien hindurch gefunden wurden, wie sie niemals natürlicherweise haben nebeneinander bestehen können (vgl. Heuberg, oben S. 133). Wir glauben uns heute vielmehr berechtigt, die zu einer normalen Faciesanfügung nötigen Streifen durch Schollenüberschiebung unterdrückt zu denken.

Es bedeutet nur scheinbar einen Schritt vorwärts, wenn Dacqué diese ältere Erklärung erst jüngst dahin modifiziert, daß zwar keine Brüche vorlägen, dagegen einfache »Aneinanderfaltung« unter gewaltigsten Ausquetschungen von Schichten. Wie wenig stichhaltig bezüglich lokaler Voraussetzungen diese Deutung ist, wurde bereits gegebenenorts gezeigt; regionalen Betrachtungen, wie sie im vorangehenden versucht wurden, vermag sie noch weniger Stand zu halten. Man betrachte nur einmal die Verhältnisse am Teufelstättkopf, in den Schwangaueralpen unter dem Gesichtspunkt der »Aneinanderfaltung« und »Ausquetschung«! Man denke daran, wie am freien Rand der Tannheimer Alpen das Verhältnis von Hoch- und Tiefbajuvarisch entschleiert ist.

Rothpletz selbst ist bei jener älteren, primitiven Anschauungsweise nicht stehen geblieben. Er setzt an ihre Stelle die Annahme (33, S. 184), daß die »Längsverwerfungen Begleiterscheinungen von Bewegungen sind, die in der Ost-West-Richtung stattgefunden haben, und die im ganzen ein Ausmaß von mindestens 70 km hatten«. Der Aggenstein wäre somit ursprünglich in der Gegend des heutigen Walchensees beheimatet zu denken. Das Vorkommen echter helvetischer Kreide östlich des Schliersees müßte aber bei der Annahme rein östlicher Massenverlagerung sogar eine Förderung von mindestens 130 km zu der von Rothpletz befürworteten Faciesverknüpfung erfordern. Die vorhandenen Überschiebungen nach Süd und Nord innerhalb der bewegten Masse wären nach ihm lediglich der Ausdruck randlicher Schollenverkeilung.

Wir haben selbst bei der Besprechung des Wendelsteins nicht gering zu veranschlagende Anzeichen für eine junge ostwestliche Bewegung gefunden; es sollen im folgenden noch andere erwähnt werden. Aber wir können uns nicht verhehlen, daß die Anschauung von Rothpletz nicht auf einfachstem Wege den Kern der vorliegenden Baukomplikationen zu treffen scheint. Das Charakteristische ist ja, daß vielerorts sich sehr kräftige Faciesunterschiede an die Längsspalten knüpfen, und zwar jeweils dieselben Unterschiede von Hindelang bis Ruhpolding. Mögen sich nun auch im Inneren Schollen ungleichmäßig bewegt haben, so ist es doch nicht einzusehen, wodurch bei ostwestlicher Verschiebung selbst unter Zuhilfenahme der obigen, wahrlich genügend großen Schubweiten südnördlich konstant aufeinanderprallende Facieskontraste, und zwar stets derselben Art hätten erzeugt werden können. Ein entsprechend großartiges Vordringen und Zurückbleiben der inneren Längsschollenstreifen müßte sich ja am freien Westrand heute noch offenbaren. Die südnördlich ganz schön zusammenhängenden Gosauvorkommen der

Brandenburger- und Inntalbucht, welche die tirolische Grenzlinie unverschoben übersetzen, scheinen ebenfalls gegen sehr starke innere Verschiebungen in Ost-West zu sprechen. Und schließlich läßt sich eine Reihe von tektonischen Einzelerscheinungen — die eigenartigen Verhältnisse am Teufelstättkopf, die Verschmälerung der hochbajuvarischen Randmulde östlich der Benediktenwand, der rasche seitliche (d. h. im Streichen nach Ost oder West erfolgende) Übergang von Schuppenflächen in normale stehende Gewölbe (so am südlichen Begrenzungssattel der Randmulde), der sekundäre Charakter, welcher der ostwestlichen Aufschuppung am Wendelstein anhaftet, wo ja die wichtigen »Längsstörungen« alle als schon vorhanden betrachtet werden müssen — nur gezwungen auf rein ostwestliche Massenverlagerung zurückführen.

Zur Erklärung der faciellen und tektonischen Komplikationen innerhalb der bayrischen Alpen dürfte es genügen, unserem augenblicklichen Wissensstande entsprechend, von Fernwirkungen abzusehen; für die hochbajuvarische Überschiebung möchte eine Förderweite von etwa 7 km (Entfernung Füssen—Urisee) als südnördliche Vorschubkomponente angesichts der unwiderleglichen Beispiele rascher Faciesverzahnung in diesem Alpenteil (eine Folge der primären Randlage an der jurassischen Geosynklinale) vollkommen ausreichend gedacht werden können. Die übrigen Schuppungsflächen lassen meist auf noch geringere Verlagerungsweite schließen. Selbst bezüglich der hochbajuvarischen Massenzerspaltung erscheint es gar nicht ausgemacht, ob nicht östlich der Isar eine mehr gleichmäßige Verteilung der zu erzielenden Gesamtförderweite auf verschiedene Schuppenflächen, denn Konzentration auf nur eine Bewegungsebene ins Auge gefaßt werden muß.

Es ist bei dem immer noch wenig gefestigten Stand unserer alpentektonischen Theorien nicht verwunderlich, daß auch bezüglich unseres Gebiets schon Stimmen für eine viel gewaltigere südnördliche Deckenverfrachtung laut werden. Uhlig hat von einer pieninischen Deckeneinschiebung gesprochen, der Teile der bajuvarischen Masse zuzurechnen sein sollten, Haug will seine Dachsteindecke hier wieder aufleben lassen. Wir können uns angesichts der Tatsache, daß sämtliche sogenannten pieninischen Vorkommen zwischen Hindelang und Salzburg [so Tithonkalk und Cenoman am Zinken, Transversariuskalk von Groß-Weil, Vilserkalke bei Teisendorf[1])] alters- und faciesgleiche Gegenstücke im Innern der bajuvarischen Masse haben, daß noch im Zusammenhang mit dem austroalpinen Deckenrand gelegentlich Überstülpungen und Abspaltung kalkalpiner Glieder in der Flyschzone in situ getroffen wurden (Dacqués Karte, Hahn [22]) nur der Meinung Ampferers anschließen

[1]) Diese, in dem nördlichen Teil der Flyschzone und am Rand der Molassezone gelegen, wurden an verschiedenen Plätzen verstreut zuerst von Winkler entdeckt. Während Gümbel anfangs (18) die jedenfalls zutreffende Meinung erratischer Herkunft vertrat, spricht er 1894 (19) von »ähnlich wie die Aptychenschichten des Allgäus emporgefalteten Lagen«.

(6, S. 669), daß man, auch ohne an eine selbständige Decke zu denken, der Stellung dieser Randzone eben als Teil des austroalpinen Schubrandes gerecht werden kann.

Haugs Versuche, zwischen den Zeilen seines Lehrbuchs[1]) die Dachsteindecke in die bayrischen Alpen zu übertragen, muß auf das entschiedenste zurückgewiesen werden. Daß die von älteren Autoren aufgenommene, inzwischen längst wieder fallen gelassene (13) Sammelbezeichnung »Dachsteinkalk« für ganz verschiedene norische bis oberrhätische, selbst unterliassische Kalke der Voralpen keine innere Berechtigung besitzt, bedarf wohl seit Böses Darlegungen keines Wortes mehr. Plattenkalk und oberrätischen Kalk gibt es in der hochbajuvarischen wie in der tirolischen Einheit, nur in der juvarischen, die Haugs »Dachsteindecke« mit einschließt, herrscht gerade die eigenartige Facies der norischen Hochgebirgskorallenkalke, die nirgends in der bajuvarischen Zone vorkommt. Hierlatzkalke gibt es nachweislich in sämtlichen tektonischen Einheiten. Die übrigen faciellen Charakteristika der bajuvarischen Zone (z. B. die Kieselfacies der Psiloceras- und Angulatenzone, die auf das innigste mit dem Hierlatzkalk verwoben ist, den oberliassischen Hierlatzkalk, die Hornsteinoolithe des mittleren und höheren Doggers, Gault und Cenoman, alles Glieder derselben tektonischen Einheit, nämlich der nach Haug einer Fernverfrachtung verdächtigen Randmulde) hat bis zum heutigen Tage noch nie irgend jemand auf der juvarischen Decke ausfindig gemacht!

Es läge viel näher, die hochbajuvarische Randmulde als selbständig zu betrachten und sie vom tirolischen Deckenrand abzuleiten. Dafür scheint zu sprechen, daß Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk nur in der Randmulde und wieder im Wetterstein und Karwendel usw. aufgefunden wurden, daß die oberrätischen Kalke, die mittelliassischen Hierlatzkalke, die Malmkalke etwa aus dem Karwendelvorgebirge bezogen werden könnten.

Es ist aber entgegenzuhalten, daß

1. die hochbajuvarische Randmulde verschiedenenorts offenkundig normal mit dem Hinterland verknüpft ist oder aber unter dieses einfällt, während der tirolischen Masse jenem Hinterland gegenüber nur eine tektonisch höhere Stellung zukommen kann.

2. daß eine Reihe von Gesteinen und Horizonten bisher nur in der Randmulde, nicht in der tirolischen Masse (samt dem Karwendelvorgebirge) westlich der Salzach gefunden wurde. Ich nenne die kieseligen Schichten von Lias α_{1-3}, die Brachiopodenkalke des Doggers, den

---

[1]) p. 981. »On peut se demander, dès lors, si l'on n'est pas ici en présence d'un témoin de la nappe du Dachstein.« Nach diesem Passus, der in Anbetracht der Gepflogenheit, solche jeden Beweises entbehrende Bemerkungen späterhin eben doch als Beweise für Deckenverbreitung zu zitieren, im Wortlaut wiedergegeben ist, wird einfach die Zone von Vils bei der Dachsteindecke abgehandelt.

Transversariushorizont, die brachiopodenführenden Tithonkalke des Wendelsteins, Gault und Cenoman.

3. daß in anderen Horizonten eine Verarmung, hervorgerufen durch extrem litoralen, wo nicht primär lückenhaften Charakter der stratigraphischen Serie, die bajuvarischen Randzonen allein auszeichnet. Die tiefere Trias erreicht jeweils nur die Hälfte der im tirolischen Alpenteil nachgewiesenen Mächtigkeit, die karnische Stufe unterscheidet sich in beiden Zonen ganz auffallend in diesem Sinne, der Hauptdolomit enthält roten, offenbar terrestrischen Ton, der Plattenkalk fehlt fast ganz dem tiefbajuvarischen Rand bei dürftig bleibender Mächtigkeit des Hauptdolomits, das Rät bleibt ebenda sehr geringmächtig, ein »rätfreies« Gebiet ist vorhanden, das deutlich auf eine zwischengeschaltete Erosionsperiode verweist. In starker Einschränkung des vorwiegend pelagischen Charakters im tirolischen Jura (mächtiger Radiolarit oft gleich auf mittlerem Lias, darauf eintönig Aptychenschichten bis zum Neocom) zeigt der tiefbajuvarische Lias und untere, ja mittlere Dogger noch bathyale Mergelfacies, Brachiopodenkalke gibt es im oberen Lias und im Tithon, im Malm[1]) überwiegen vielerorts die Ammonitenkalke mit Unterdrückung der Radiolaritlagen. Das Neocom zeigt sehr frühzeitig terrestrische Einschwemmungen.

4. daß innerhalb der bajuvarischen Masse zwischen Tiefbajuvarisch und Randmulde facielle Annäherungen bekannt sind, und zwar innerhalb der Mulde durch Einverleibung von Fleckenmergeln und Aptychenschichten (so zwischen Rötelstein und Klammspitz), in der tiefbajuvarischen Zone durch Übergreifen rätischer Kalke (nördlich Aggenstein), mittleren Liashierlatzkalks (Schwansee), von kieseligen Liaskalken und Malmkalken.

Allgemeiner verbreitete tektonische Einzelzüge.

Den Ausgangspunkt tektonischer Deformationen bildet trotz der Bedeutung von Schubstörungen innerhalb des besprochenen Gebiets die Faltenkompression. Verschiebungen scheinen ja erst auf den die Falten durchsetzenden Flächen vor sich gegangen zu sein. Für das Primäre der Faltung spricht ebensosehr das Entstehen der hochbajuvarischen Bewegung aus dem Gewölbe westlich des Biberkopfs wie manch analoge Beobachtung an unbedeutenderen Schuppenflächen.

Die Falten sind stehend oder mehr oder minder nach Nord oder Süd übergelegt, nie völlig liegend. Es wiederholt sich eine gewisse Ungleichwertigkeit von aneinandergrenzenden Sätteln und Mulden; häufig stößt ein Synklinorium an eine einzige, allerdings gleitflächendurchsetzte Sattelung. Die Faltung hat zwar insgesamt ein Schichtpaket von tiefster Trias bis Kreide von etwa $2^1/_2$ km Mächtigkeit überwältigt, doch sind die ganze Serie einbegreifende Falten kaum ungestört zu beobachten. Die wichtigste Scherzone liegt in der Nähe des karnischen Niveaus. Es

[1]) Am Riesenkopf sogar mit Brachiopoden im unteren Malm.

ist ja nicht zufällig, daß auf weite Strecken der kalkalpine Rand über Flysch mit Raiblerschichten einsetzt; auch in der hochbajuvarischen Randmulde sehen wir tektonische Reduktion zwischen ladinischer und rätischer Stufe als gewöhnliches Ereignis. Wie tiefgreifend solch interne Flächen sein können, beweist das skytische Grundgeschiebe unter den Raiblern der Eiselerstörung. Es ist hierbei keineswegs an Auswalzung zu denken, wie das Unterdrücken sehr widerstandsfähiger Lagen (z. B. Plattenkalk) zwischen Mergel und Schiefer dartut, sondern an Zurückbleiben eines kompakten und einheitlichen Hemmnisses unter überholendem Vordrang hangender Gleitbretter, an »Abfaltung«, sofern das Bestreben, derartige Bewegungen auf Faltungsvorgänge zu beziehen, berechtigt sein sollte.

Nochmals sei auf die weitverbreitete unruhige Versteilung von Bewegungsflächen hingewiesen, die ursprünglich mehr horizontalem Massentransport gedient haben mußten. Davon sind nicht nur untergeordnete Schuppenflächen, die Trennungsfläche von Tief- und Hochbajuvarisch, die tirolische Grenzebene, sondern auch die Flyschlinie betroffen. Mit Ampferer kann einmal der nachdrückende Anstau neuen Schubvordranges von weiter rückwärts gelegenen und später geförderten Massen dafür habhaft gemacht werden; in diesem Zusammenhang beachtenswert erscheint die gar nicht seltene lokale Überstürzung einzelner Falten und Flächen nach Süd (so am Schliersee). Dann kann an Sackungsvorgänge infolge Massenüberlastung gedacht werden. Beide Erklärungen verdienen im Auge behalten zu werden.

Es muß sodann der die kalkalpine Zone durchsetzenden Diagonalstörungen gedacht werden, denen Blattendenz zukommt. Es ist die Regel, daß an sehr steilen Flächen mit fast horizontaler Striemung Vorschub des östlichen Gebirgsteils um wechselnde Beträge erfolgt (25). Hervorgehoben seien: die Störung am Lobentalbach (etwa 0,5 km), im Loisachtal (bis 4 km?), die Barmsee-Kochelseespalten (2 km), die Rottach-Aalbachalpstörung (2 km), die Fischbachau-Elbachlinie (?, $1^1/_2$ km), jene des Prientals (0,6 km) und der Weißache am Hochfelln (0,7 km?) Verschiedene derselben durchsetzen nicht nur die Flyschgrenze, sondern schneiden auch die gesamte bajuvarische Zone samt allen Falten und Längsstörungen, ihr jüngeres Alter bekundend. Nur die Kesselbergspalte scheint auch die Molasse insofern zu stören, als die Murnauer Molassemulde an ihr das Ende erreicht. Wenn auch bei Penzberg Querstörungen vorhanden sind, so ist doch nirgends nachgewiesen, daß die aus den Kalkalpen kommenden Blätter auch in der Molasse noch verschiebende Wirkung haben. Dagegen sollen die Querbrüche des Isartals (echte Senkbrüche) ungebrochen auch die Molasse durchpflügen (1, 32). Einige der Blattstörungen (so jene des Kesselbergs) könnten mit der Hauptdolomitüberschiebung am Südrand der hochbajuvarischen Randmulde in ursächlicher Beziehung stehend gedacht werden. Innerhalb des Flyschs scheint durch den jeweiligen Vorstoß der Kalkzone teils

Verdeckung von Unterzonen, teils Kompression, doch auch deutlich beobachtbare Eigenverschiebung der einzelnen Straten untereinander (Fink und 22) erzielt zu werden.

Die Spalten des Loisachtals wie des Barmsees scheinen in die tirolische Masse zwar noch einzudringen, haben hier jedoch verzerrte Gestalt, als ob sie sekundär durch seitlichen Druck von Ost verstellt wären. Ähnliche bogenförmige Auslenkung zeigen die Querbrüche der Vilser und Ammergauer Alpen, besonders deutlich jene der Wendelsteingruppe. Dies steht im Einklang mit dem jugendlichen Alter, das auch sonst für ostwestliche Teilbewegungen in den Ostalpen erkannt wurde. Auch hier muß bemerkt werden, daß nirgends eine Einwirkung ostwestlich gerichteter Kräfte auf die Molassefaltung erkennbar ist in deutlichem Gegensatz zu den Verhältnissen in der helveto-lepontinischen Zone. Für ostwest gerichtete Bewegungen sprechen ferner jene Querfalten, die Ampferer in den Lechtaler und Tannheimer Bergen entdeckte; dann steile Bewegungsflächen in ostwestlicher Richtung, an welchen Harnische mit horizontaler Streifung (ostwest verlaufend) zu sehen sind, so südlich des Säulings (6), in der Herzogstandgruppe (24) und bei Ruhpolding (7).

Bemerkenswert sind bedeutende Streichänderungen innerhalb der bayrischen Voralpen bei einem mittleren Streichen von N 70—85° O: die Beugung von Ammergau (Wechsel von N 80° O zu N 110° O und N 75° O am Manndl), im Wendelsteingebiet (an der Leitzach N 100—120° O, am Breitenstein N 130—150° O, am Riesenkopf O—W, Ausklang der Sigmoide von Kufstein), vom Hochfelln an (N 110—120° O, N 130—150° O am Fuß des Rauschenbergs). Die knieförmige Abbeugung der Karwendelmulde (eine Folge des ostwestlichen Vorstoßes des Unnutz) kommt im Einklang mit dieser Erklärung im Streichen des bayrischen Vorlandes nicht mehr zum Ausdruck.

Auch Einbeugungen von Faltenachsen und allgemeine Depressionen sind von Wichtigkeit. Die frei ausstreichenden hochbajuvarischen Achsen der Tannheimer Berge senken sich unregelmäßig gegen Ost; die Aschauer Dachwölbung schließt am Urisee zusammen; der südliche Saum der hochbajuvarischen Randmulde erleidet östlich der Hochplatte eine kräftige Versenkung, die ganze Mulde versinkt zwischen Manndl und Heimgarten so tief, daß nichts mehr vom mitteltriadischen Nordrand, nur die jüngsten Kernschichten im Niveau des Tales bei Ohlstatt zu sehen sind; es mag hier ein Zusammenhang mit der Diagonalspalte des Loisachtals vorliegen. Neuerliche Versenkung an den Blättern des Kesselberg beschrieb Knauer (Fortsetzung des Senkungsbeckens von Seefeld!). Die östliche Spalte hat aber hebende Tendenz für die östliche Scholle, der Kern des südlichen Sattels liegt ja an der Benediktenwand wie am Säuling auf über 1500 m Höhe. Der Eindruck besonders tiefer Depression der Randmulde am Tegernsee mag durch Aberosion des hochbajuvarischen Teils hervorgerufen werden. Die Hebung der Achse

des südlichen Synklinoriums östlich der Rotwand fällt mit der quer gerichteten Aufpressung des Wendelsteins zusammen. Das Inntal bedeutet für alle Faltenwellen eine Eintiefung, nach Schlosser durch echte Staffelbrüche bedingt. Ein neues Aufsteigen an der Kampenwand und endgültige Versenkung bei Ruhpolding beschließt das unruhige Gewoge.

Historischer Rückblick.

Wieviel von der konstanten Mächtigkeitsreduktion der anisischen und ladinischen Stufen der bayrischen Voralpen auf Rechnung tektonischer Eingriffe, ungenügender Materialzufuhr oder echter Sedimentationslücken infolge positiver Zwischenbewegungen des Landes zu setzen ist, muß heute noch unentschieden bleiben. Deutlicher für die letztere Möglichkeit sprechen ähnliche Verhältnisse in der karnischen Stufe, wie das Wöhrmann schon ahnte. Und ähnliches gilt für das geringmächtige tiefbajuvarische Rät, das meist mit Ausfall des Plattenkalks den trotzdem unternormal starken Hauptdolomit überlagert. An die durch eine rätoliassische Längsverwerfung entstandene unterseeische Barre von den Vilseralpen bis zum Chiemgau brauchen wir heute, wo wir an tangentiale Verkürzung denken dürfen, nicht mehr zu glauben. Der Jura sondert sich in mehrere Bezirke längs ostwestlicher Grenzen[1]). An die tiefbajuvarische Mergelvorzone schließt sich der mäßig vertiefte Klarwasserstreif der Hierlatz- und Spongienkalke (Zone der hochbajuvarischen Randmulde) offenbar in einer Strömungsstraße lebhafter Wasserbewegung, welche gegen Süd in die Region der Ammoniten- und Kieselkalke mit hemipelagischem Charakter übergehen. Die abyssische Versenkung im oberen Dogger und Malm, gekennzeichnet durch die Einschaltung von Radiolarit in der südlichen Zone, ist nördlicher gegen den primären Geosynklinalenrand ihres einheitlichen Charakters durch Einstreuung von Sedimenten seichteren Wassers beraubt. Die ältere Kreide hat in der nördlichsten Randzone viel früher Flyschcharakter wie südlicher.

Ein Vergleich der Tiefenkurven von Tief- und Hochbajuvarisch läßt die dem Beckenrand genäherte Lage des ersteren ohne weiteres erkennen.

Es kommt die Zeit der großen Umkehr der Verhältnisse zwischen Barrème und Gault. Bis dahin liegt im Süden der alpine Trog, von dort her stammen die Organismen; von jetzt ab liegt im Nord das vor- und wieder zurückschreitende Meer; es ist Schlossers Verdienst, immer wieder auf die nun beginnende Faunenverwandtschaft mit nördlichen Typen hingewiesen zu haben. In jene Zeit fällt die Geburtsstunde einer gewissen Selbständigkeit der Nordalpen. Die Durchforschung jung-

[1]) Die Abgrenzung gegen den Allgäu-Lechtaler Jura-Faciesbezirk (F. F. Hahn, Neue Funde in nordalpinem Lias usw., N. Jahrb. f. Min., B.-B. 32, p. 574) verläuft dagegen nordsüdlich.

cretacischer Sedimentreste seit Emmerichs weitschauender Forschung bietet die Grundlage zur Kenntnis der frühesten Phasen im ostalpinen Gebirgsbau.

Der Gault, durch nachfolgende Abrasion fast vollkommen wieder entfernt, liegt bereits quer über verschiedenen Stufen des Juras einer Mulde bei Vils. Das Cenoman in der tiefbajuvarischen Zone über Aptychenschichten, Neocom und Gault gebreitet, greift in der hochbajuvarischen jäh nebeneinander über Jura und Trias bis hinab zum Muschelkalk. Der Wechsel der Lagerung innerhalb einer und derselben Faltungseinheit, und zwar im Streichen wie senkrecht dazu, ist so schroff, die durch Aufarbeitungskonglomerat des jeweiligen Sediments gekennzeichnete Diskordanz so scharf, daß wir in Bestätigung der von Emmerich schon sicher ausgesprochenen Auffassung an der Hand der klaren, keineswegs etwa mit nachträglichen tektonischen Verschie-

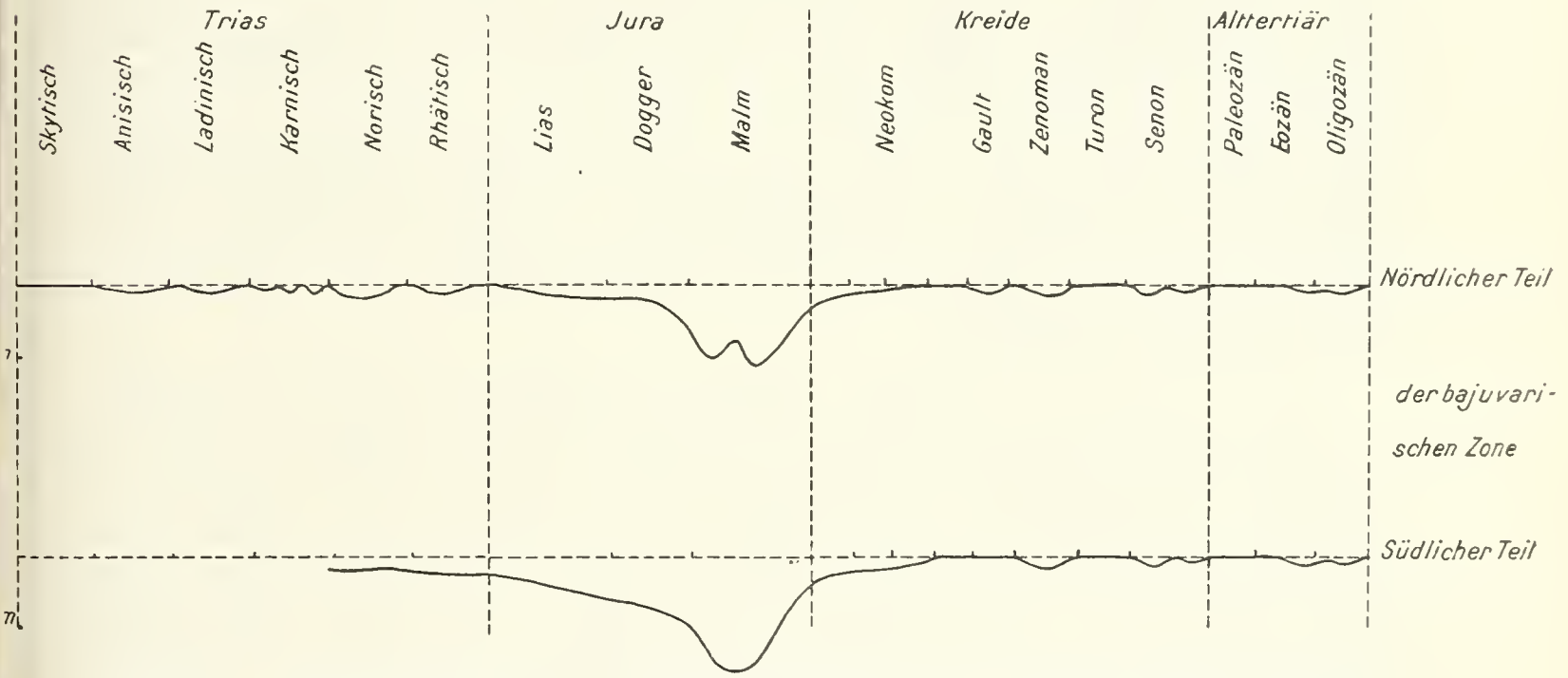

Fig. 1. Tiefendiagramm der Meeresbedeckung in der bajuvarischen Zone.

bungen erklärbaren Lagerungsverhältnisse in den Ammergauer Bergen, an der Hand der genau zutreffenden Profile Knauers (24), der Angaben Schlossers mit einer frühcenomanen Vorfaltung, nicht etwa lediglich Bruchbildung als Tatsache rechnen dürfen. In dem bisher ungefalteten mesozoischen Schichtbestand der kalkalpinen Zone ist ja von vornherein als erste alpine Deformation leichte Faltenwellung, nicht Schollenzerteilung zu erwarten. Der Lagerungsunterschied des Cenomans auf Tief- und Hochbajuvarisch gibt uns den damaligen Faltenanstieg, Schlossers Nachweis der Lagerungsbeziehung von bathyalem und litoralem Gebiet die darauffolgende Bodenneigung des Meeres..

Das Turon entspricht einer für viele ostalpine Teile endgültigen Festlandsperiode. Nicht mehr flächenhaft, wie das Cenoman, sondern in deutlichen, wenn auch geräumigen Buchten vordringend, bedeckt die senone Ingression nochmals den Westen bis zur Linie Linderhof—Heiter-

wand, dann die bereits präformierte Senke des Unterinntals und am äußersten Rand des Salzburger Gosaubeckens die Gegend nördlich Ruhpolding. Im Westen auf Cenoman oder doch ähnlich diesem gelagert, greift das Senon ostwärts weit über die Verbreitungsgrenzen des Cenomans, doch mit nicht geringerer Diskordanz auf den vorgefalteten Untergrund.

Wieviel der alttertiären Hauptfaltung schon vor der Einsedimentierung der kümmerlichen Meeressedimente im unteren Inntal anzusetzen ist, wieviel der Wende von Alt- zu Jungtertiär zufällt, ist heute noch schwierig im einzelnen zu entscheiden. Die sich recht wenig um die reife, doch bereits eingeebnete ostalpine Faltung kümmernde Lagerung des Tertiärs zwischen Audorf—Kössen und Häring weist jedenfalls mit Nachdruck auf die Bedeutung der älteren Phase.

Auch rein tektonogenetisch betrachtet sondern sich die Deformationen in Abschnitte. An den wohl vorwiegend paleocänen, regelmäßigen engen Faltenstau an Stelle der weiten, wesentlich parallel gerichteten cenomanen Vorfalten reiht sich die Bildung der Gleitflächen und der südost-nordwestlichen Vorstöße der hochbajuvarischen, der austroalpinen Überschiebung. Doch sehen wir längs des hochbajuvarischen Randes die vorgedrungenen Schubschollen nochmals mit dem bereits eng verschuppten Untergrund zu Deckenmulden und antiklinalen Fensterstreifen verfaltet,

Jünger als all dies hat der diagonale Verschub in SW—NO gewirkt, und abermals später setzt die ostwestliche Druckleitung ein, die sich hier und da an Stellen schwächeren Widerstandes in Querfaltung und -schuppung betätigen konnte. Trotz der Jugendlichkeit dieser Bewegung hat sie nicht mehr die subalpine Molassefaltung beeinflußt — sie scheint prämiocän zu sein. Im Jungtertiär aber wurde, von lokalen Einbrüchen abgesehen, die falten- und schubverstarrte kalkalpine Masse nur mehr als Ganzes gegen das Molassevorland bewegt.

März 1913.

Nachtrag.

Da sich die Drucklegung aus redaktionellen Gründen um ein Jahr verzögerte, konnte das Sammelreferat naturgemäß nicht vollständig auf dem Laufenden erhalten werden. Immerhin zwingt nur eine inzwischen erschienene wichtige Studie F. Broilis[1]) über die Kampenwandgruppe zu einer kurzen Würdigung der dort erzielten Ergebnisse.

Wohl zum ersten Male in den bayrischen Kalkalpen östlich des Lechs hat sich hier durch die besondere Gunst der Lagerungsverhältnisse der zweifelsfreie Nachweis einer bedeutenden, nachträglich samt dem überfahrenen Grundgebirge nachcenoman gefalteten Überschiebung erbringen lassen. Hätte sich freilich auch in der Decke Cenoman erhalten können, so würde sicherlich nach unseren Erfahrungen

---

[1]) N. Jhrb. f. Min., 1914.

über dieselbe tektonische Zone im West und Ost auch die ältere cretacische Bewegungsphase durch die faltenübergreifende Lagerung der mittleren Kreide bezeugt werden.

Da aus unseren S. 133 gepflogenen Betrachtungen der Zusammenhang der Kampenwanddecke mit der an der Hofalm westlich der Prien verlassenen hochbajuvarischen Überschiebung unmittelbar hervorgeht, so muß aus regionalen Gründen, vor allem angesichts der Identität dieser Bewegungen mit der Tannheimer und Lechtaler Überschiebung ein Bezug der Kampenwanddecke aus dem Westen für ausgeschlossen gelten. Unsere S. 137 für die Herleitung der hochbajuvarischen Zone aus dem nahen Süden erläuterten Motive bleiben in voller Kraft, ja werden für den neuen Einzelfall durch Broilis Beobachtungen vorzüglich gestützt.

Broili erwähnt von der südlichsten basalen Markkaserscholle ausdrücklich das Anwachsen der hellen rätischen Kalke, und wir dürfen dies für ein sicheres Merkmal für Annäherung an die ursprüngliche hochbajuvarische Randregion halten; ist ja vielerorts gerade diese Facies für die hochbajuvarische Randmulde kennzeichnend. Broilis Karte weist zwischen Hauptdolomit des Rückens der Oberanerbrunstalp und dem Wettersteinkalk der Zellerwand noch Reste der ursprünglich normal zwischengelagerten Raiblerschichten auf; und dieselbe tektonische Reduktion dieser Raibler innerhalb der hochbajuvarischen Randmulde lernten wir mehrfach, besonders schön in der Benediktenwandgruppe als charakteristisch für die eigenmächtige Vorgleitung des höheren Deckenstockwerks kennen (vgl. S. 128). Dazu kommt noch, daß am Rücken zwischen Gschwend- und Wimbach muldenförmige Lagerung, keine Sattelung auftritt, daß der Kontakt zwischen dem südlichsten Hauptdolomitzug — i. e. der Geigelsteinregion — und dem nördlich vorgelagerten basalen Rät-Liasstreifen größtenteils auch heute noch Überschiebungslage aufweist.

Wenn Broili für die von ihm befürwortete Zuziehung der südlichsten Scholle zum basalen Gebirge das an einer Stelle zu beobachtende Nordfallen im Hauptdolomit geltend macht, so steht dies gewissermaßen in Widerspruch mit seiner weiteren Angabe, daß gerade hier der angeblich früher mit dem südlichsten Hauptdolomit in normaler Muldenbeziehung stehende Lias am meisten »verdrückt«, wohl richtiger überschoben wurde. Daß die Steilstellung der Schubbahn etwas durchaus Nachträgliches, Zufälliges ist, geht ja aus der gleichen Lage dieser Fläche in dem der Basis eingefalteten Deckenstreifen Hammerstein-Teufelstein-Vogllug unmittelbar hervor.

Wir gewinnen aus dem allen die Überzeugung, daß die Kampenwanddecke unmittelbar an den südlichsten Hauptdolomitzug Dalsenalp-Oberanerbrunstalp zu knüpfen ist, ebenso wie der Deckschollenzug der Benediktenwandgruppe mit der südlicheren Schwarzenbachscholle, wie der Wendelstein mit dem Bocksteinzug zusammenhängt.

Es wird nun auf Grund der Broilischen Kartierung ein leichtes sein, die hochbajuvarische Fläche nach Osten bis zur bayrischen Traun zu verfolgen.

III. Geologischer Unterricht.

Geologische Reliefs. Herr Buchbindermeister Eisinger in Straßburg, Kreuzgasse 14, fertigt geologische Reliefs nach jeder beliebigen geologischen Karte an. Die geologische Karte wird über die in natürlichem Maßstab der Höhen und Längen ausgeführten Reliefs mit Hilfe eines besonderen Verfahrens so herübergezogen, daß sie nicht in einzelne Stücke getrennt wird, sondern in ihrem Zusammenhang bleibt. Die Reliefs bilden ein ausgezeichnetes Unterrichtsmaterial sowohl für den Universitäts- wie für den Schulunterricht. Ein Meßtischblatt kostet in dieser Weise als geologisches Relief mit Rahmen unter Glas etwa 38 M. Der Preis erniedrigt sich, wenn von demselben Relief mehrere Exemplare zur Bestellung kommen.

Die tektonischen Verhältnisse der Klusen von Önsingen und Balstal im Schweizer Jura werden bekanntlich auch heute noch ganz entgegengesetzt beurteilt. Für Mühlberg ist es ein Gebiet großer Überschiebungen, nach Steinmann, Gerth und Delhaes liegt ein Einbruchsgebiet vor. Besser als nach einer geologischen Karte läßt sich nach einem geologischen Relief ein Urteil über die interessanten Lagerungsverhältnisse dieser Gegend gewinnen. Darum möge auf das elegante geologische Relief der Klusen von Önsingen und Balstal aufmerksam gemacht werden, das von Dr. Stamm nach den Aufnahmen von Dr. Gerth im Maßstabe 1 : 25 000 hergestellt ist; es wird durch die Firma Krantz in Bonn in den Handel gebracht.

IV. Bücher- und Zeitschriftenschau.

M. Gignoux, **Les formations marines pliocènes et quarternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile.** Annales de l'université de Lyon N. S. I. Fasc. 36. Lyon-Paris 1913. 693 Seiten, 21 Taf. Preis 15 Frs.

Das vorliegende umfangreiche Werk behandelt die marinen Ablagerungen pliocänen und quartären Alters des südlichen Italiens und Siziliens. Obwohl manche dieser Bildungen bereits durch die Arbeiten namentlich italienischer Geologen, bekannt geworden sind, so fehlte neben der vorwiegend paläontologischen Behandlung des Gebietes die mehr stratigraphische, so daß der Verf. in dieser Hinsicht eine Lücke ausgefüllt hat. Der Inhalt des Werkes gliedert sich in 6 Abteilungen. Die erste derselben behandelt die Hauptresultate in kurzer Übersicht. Die zweite gibt eine Anzahl Beschreibungen des Pliocäns im Süden Italiens, nämlich des südlichen Calabriens, der Straße von Messina, des nördlichen Calabriens, des Apulo-Garganischen Gebietes und Siziliens. Der 3. Teil behandelt das Quartär Siziliens, der Straße von Messina, Calabriens und der Apulo-Garganischen Region, der 4. das obere Pliocän und das Quartär im westlichen Mittelmeergebiete überhaupt, nämlich des zentralen und nördlichen Italiens und der afrikanischen Küsten, Spaniens, Frankreichs, der Balearen, Korsikas und Sardiniens. Auf diese lokale Beschreibung folgt ein Kapitel, das die Geschichte der wichtigsten marinen Mollusken des Gebietes während des Pliocäns und des Quartärs zur Darstellung bringt. Der letzte Teil bringt eine ausführliche Darstellung der Resultate. Von diesen heben wir hervor, daß Gignoux das Pliocän in Altpliocän und calabrische Stufe und das Quartär in sizilische Stufe und die Strombusschichten einteilt. Besonderes Interesse verdienen die Angaben über das Vorkommen nordischer Mollusken im Pliocän, mit dem sich ja neuerdings auch Wepfer beschäftigt hat. Der Verf. stellt fest, daß *Cyprina islandica* entgegen anderen Angaben im älteren Plio-

cän nicht vorkommt. Dagegen findet sie sich in der calabrischen und sizilischen Stufe. Die nordischen Formen sind auf mehreren Tafeln abgebildet, womit der Verf. vielen Fachgenossen einen großen Gefallen getan hat. Auf anderen Tafeln sind diejenigen Fossilien der Strombusschichten dargestellt, die heute im Senegalgebiet leben. Zum erstenmale begegnet Referent in einem paläontologischen Werk Tafeln mit Photographien, die für eine stereoskopische Betrachtung bestimmt sind. — Die große Regelmäßigkeit, mit der sich die alten Strandlinien an der Küste nicht nur Italiens, sondern auch Nordafrikas und anderer Länder des westlichen Mittelmeergebietes verfolgen lassen, bringen den Verf. auf den Gedanken, ob die Meerestransgressionen nicht doch vielleicht auf eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels beruhen. — Das äußerst gründliche Werk wird in keiner geologischen Bibliothek fehlen dürfen.

Wcks.

A. Tornquist, **Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde.** Gebr. Borntträger, Berlin, 1913. Preis 6,80 M.

Das vorliegende Buch ist für Studierende der Naturwissenschaften, der Geographie und des Bergfaches bestimmt. Es enthält nach einer kurzen allgemein-geologischen Einleitung eine Darstellung der Erdgeschichte, wobei den Gebirgsbildungen der einzelnen geologischen Perioden besondere Aufmerksamkeit gewidmet ist. Darauf bezieht sich der Name »Gebirgskunde« des Buches, das eine allgemein-geologische Auseinandersetzung über die Entstehung der Gebirge und ihren Bau nur in Andeutungen enthält. So freudig es zu begrüßen ist, daß hier eine Erdgeschichte von einem für Studierende angemessenen Umfange geschaffen ist, so würden wir doch bei der ja jedenfalls bald notwendigen Neuauflage eine Anzahl von Änderungen vorschlagen, von denen hier einige aufgeführt sein mögen.

Die Abbildungen 2, 10 und 11, die Gesteinsstücke darstellen, lassen eigentlich gar nichts erkennen und sollten durch bessere ersetzt werden. In der Abbildung 3 schwimmt der Effusivkörper e links in der Luft. »Minerogene« Sedimente werden nicht nur die chemischen Absätze genannt, die ohne die Wirkung der Organismen entstanden sind, sondern auch klastische. Einen Aufschluß kann man nicht als eine sichtbare Schichtenfolge definieren, denn es gibt auch Aufschlüsse in Eruptivgesteinen. Gneis stellt nicht ein »Gemengteil«, sondern ein Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer dar. Das Schema eines aufgefalteten Gebirgszugs (Abbildung 15) gibt keinen richtigen Begriff von dem Bau der irdischen Faltengebirge. Torsionskräfte sind nicht gleichbedeutend mit Zugkräften (S. 30). S. 58 werden die Fenestelliden als allein silurisch bezeichnet. Die abgebildeten Versteinerungen sollten zum Teil nach besser erhaltenen Exemplaren abgebildet werden, z. B. der Macrocephalus auf S. 192 oder der Ceratites nodosus auf S. 156.

Der Verf. verspricht noch einen ergänzenden Band, welcher die allgemeine Geologie behandeln soll. Wcks.

Deutsche Landschaftstypen, herausg. v. E. Scheu. Th. Thomas, Leipzig. Unter diesem Titel werden Demonstrationsbilder für den geographischen Unterricht mit knappen Erläuterungen herausgegeben. Das 1. Heft aus der Feder von E. Scheu, behandelt den Schwarzwald. Es enthält 8 Tafeln phototypischer Reproduktionen und 11 Textabbildungen. Die Auswahl der Bilder könnte besser sein. Der begleitende Text ist äußerst knapp gehalten und wird daher dem Laien nicht überall verständlich sein.

St.

A. Sieberg, **Einführung in die Erdbeben- und Vulkankunde Süditaliens.** Jena, Verlag von Gustav Fischer, 1913.

Unter den Schriftstellern, die die Resultate der naturwissenschaftlichen Forschung in allgemeinverständlicher Form einem weiteren Leserkreis vermitteln, nimmt Sieberg schon seit längeren Jahren einen hervorragenden Platz ein. Auch sein neuestes Buch zeichnet sich durch seine lebendige und

natürliche Schreibweise, sowie durch die instruktiven Illustrationen aus. Es bietet eine Beschreibung der erloschenen Vulkane der römischen Campagna, des Vesuvs, des Einbruchsbeckens von Neapel und seiner erloschenen Vulkane, Calabriens und der Erdbeben des südlichen Italiens, des Erdbebengebiets an der Ostküste von Sizilien, des Ätna, sowie der Liparischen Inseln. Da der Vulkanismus dieser Gegenden und die Erdbebenerscheinungen den Verf. auf seiner Studienreise in erster Linie interessiert haben und in der Darstellung dem Titel entsprechend an erster Stelle stehen, so wollen wir nur nebenbei erwähnen, daß die Angaben über den Gebirgsbau des Apennin nicht gerade dem neuesten Stande der Forschung gerecht werden, und daß auch die allgemeinen Angaben über die Zonengliederung der Faltengebirge auf S. 12 in der Anmerkung, sowie die Darstellung der wichtigsten Formen der Gebirgsbildung in Fig. 1 (S. 2) nicht genug auf die Bedeutung der Überschiebungen Rücksicht nehmen. Die Schilderung der vielgenannten Vulkangebiete Süditaliens bietet auch dem Fachmann, der jene Gegend nicht selbst besucht hat, manche Angabe, die er in den rein wissenschaftlichen Werken vermißt. Siebergs Buch wird gewiß eine weite Verbreitung finden. Wcks.

M. Lucius, **Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg.** 104 S., 7 Taf., 1 geol. Karte 1 : 80000. (Mitt. Ges. Luxemburger Naturfreunde, 1913, Beilageband. — Luxemburg, Gustav Lonpert. M. 4.—.)

Die Lagerungsverhältnisse des Devon in Luxemburg hat der Verf. eingehend untersucht und auf einer kolorierten Karte und zahlreichen, ebenfalls z. T. kolorierten Profilen zur Darstellung gebracht. Die Arbeit ist in Zürich als Doktordissertation angenommen. St.

Unsere Kohlen von P. Kukuk. — Aus Natur und Geisteswelt, Bd. 396. B. G. Teubner, 1913. 120 S., 60 Textfig., 3 Taf.).

Dies ist eine vortreffliche Darstellung alles Wissenswerten über die Kohlen mit Einschluß des Torfes. Auch Abbau und technische Verwertung sind dabei berücksichtigt. Das Büchlein kann jedem zur Lektüre empfohlen werden; selbst der Fachmann wird manches darin finden, was in den besten Lehrbüchern der Geologie nicht enthalten ist. Auch die Textfiguren sind zumeist vorzüglich; die Karten und die Formationsgliederung des Carbons sehr übersichtlich. St.

Geologie von Deutschland von R. Lepsius. III. Teil, 1. Lief. Schlesien und die Sudeten. Leipzig, W. Engelmann, 1913. M. 8.—. 194 S., 28 Textfig., 1 tekt. Karte.

Erfreulicherweise nähert sich dieses zusammenfassende Werk über die Geologie Deutschlands seinem Ende. Die vorliegende Lieferung behandelt Schlesien und die Sudeten nach demselben Muster, wie die bisher erschienenen Teile: Orographische Übersicht, Gesteine und Schichtsysteme, Stratigraphie, Tektonik. Die tektonische Karte bringt in Rotaufdruck die Gesteinsgrenzen, die Verwerfungen und das Schichtenstreichen in den Sudeten zur Darstellung.

Auch in dieser Lieferung steckt wieder eine gewaltige Arbeit, und diese Zusammenfassung von Lepsius verliert ebensowenig wie die früheren nur wenig an Wert durch die vielfach eigenartigen Deutungen, die er manchen geologischen Erscheinungen gibt. Am wenigsten werden die Petrographen, Tektoniker, Stratigraphen und Diluvialgeologen seinen Deutungen zustimmen. St.

Geologie Westfalens von Th. Wegner. Westfalenland I. Paderborn, F. Schöningh, 1913. 304 S., 197 Textf., 1 Taf. — M. 7.—, geb. M. 8.—.

Gemeinverständliche Darstellungen der Geologie einzelner deutscher Landschaften sind eine dankenswerte Aufgabe bei dem stetig steigenden Interesse an unserer Wissenschaft. Für Westfalen (ebenso auch für die Rheinprovinz) ist das Bedürfnis um so größer, als seit Dechens grundlegendem Werke keine übersichtliche Zusammenstellung gemacht ist und dabei unsere Erfahrungen doch erheblich gewachsen sind.

Wegner hat es verstanden, in einem Buche von mäßigem Umfange

und niedrigem Preise sowohl die geologische Geschichte als auch den geologischen Aufbau gut verständlich und bis zu einem gewissen Grade erschöpfend darzustellen. Besonders Lehrer und gebildete Laien, aber auch der Fachmann werden das Erscheinen des Buches freudig begrüßen. Auch die Illustrationen sind reichlich und zumeist gut. Nur sollte man doch darauf verzichten, auf photographischem Wege hergestellte Bilder beizufügen, an denen gar nichts zu erkennen ist, oder die bei dem Laien womöglich eine falsche Vorstellung erwecken. An solchen fehlt es leider auch nicht. St.

F. v. Wolff, **Der Vulkanismus.** I. Bd.: Allgemeiner Teil. 1. Hälfte. Das Magma und sein geologischer Gestaltungsvorgang, die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe, der submarine Vulkanismus. VIII und 300 S. 80 Textfiguren. Stuttgart 1913 bei F. Enke. Geheftet Mk. 10.—.

Der Verf. hat es unternommen, das Gebiet des Vulkanismus, das Geologen und Petrographen in gleicher Weise interessiert, und das sich gegenwärtig in rasch fortschreitender Entwicklung befindet, monographisch zu bearbeiten. Er hat dabei auch die Tiefengesteine und Gänge mitbehandelt, indem er von der eigentlich ja selbstverständlichen Erkenntnis ausging, das die oberflächlichen vulkanischen Erscheinungen ohne die Vorgänge in der Tiefe unverständlich bleiben müssen. Wir finden in seinem Buche, soweit es der bisher vorliegende Teil zu beurteilen gestattet, eigentlich wohl zum ersten Male seit langer Zeit einen erfolgreichen Versuch, die Beobachtungen des Feldgeologen in gleicher Weise wie die des Laboratoriumspetrographen zu berücksichtigen und in Verbindung zu bringen. So sind die morphologischen Beobachtungen an rezenten Vulkanen, Bruns Gasuntersuchungen, V. M. Goldschmidts Studien über Kontaktmetamorphose, Dalys und des Referenten Untersuchungen über den Mechanismus der plutonischen Intrusionen und zahlreiche andere neuere und neueste Arbeiten in bemerkenswerter Vollständigkeit verwertet. Und wenn auch in vielen Punkten Meinungsverschiedenheiten über des Verfs. Bewertung der Resultate weiter bestehen werden, so ist doch das Buch ein entschieden wertvoller Zuwachs unserer Literatur. Sehr erfreulich ist es auch, daß der Verf. seine Abbildungen nicht nach »bewährten Beispielen« einfach der Lehrbuchliteratur entnommen, sondern sehr vielfach aus Spezialarbeiten noch wenig bekannte und doch nützliche Figuren herausgesucht hat. Sal.

H. Spethmann, **Islands größter Vulkan.** Die Dyngjufjöll mit der Askja. VII und 143 S. 36 Textfiguren. Leipzig 1913. Veit u. Co. Geh. Mk. 6,—.

Der Verf., der Island 1907 zuerst als Teilnehmer an der Knebelschen Expedition betrat, hat bekanntlich nach v. Knebels und Rudloffs Tode allein die begonnenen Untersuchungen fortgesetzt und 1910 selbständig eine zweite Forschungsreise in dasselbe Gebiet unternommen. Er schildert zuerst die Geschichte der Erforschung und verweilt eingehend bei der Katastrophe von 1907. Es folgen Abschnitte über die Entwicklung der topographischen Kenntnisse, das Relief, Klima, Vegetation und Tierleben. Ausführlich werden Form, Entstehung und Eruptionsgeschichte der Dyngjufjöll, der Askja, des Rudloffkraters und des Knebelsees dargestellt. Der Verf. kommt dabei vielfach zu Ergebnissen, die von denen Recks abweichen. Recht interessant ist die Definition der Caldera als eines rein morphologischen Begriffes. »Es erscheint am treffendsten, unter Caldera einen relativen Begriff zu verstehen, der an einem Vulkan die unverhältnismäßige Größe einer noch vollständig erhaltenen oder bereits in Zerstörung befindlichen Hohlform zu der sonstigen Proportionalität eines Vulkanbaues ausdrückt.« Der Verf. unterscheidet auf Grund dieser Definition »Explosions-, Einbruchs-, Erosionscalderen«, vielleicht auch noch »Rückfluß- und Einschmelzcalderen«. Die Askja ist eine Caldera, der Knebelsee dagegen ein »sekundärer Kessel am Boden einer

Caldera«. Das lesenswerte Buch enthält eine Menge Beobachtungen, die nicht bloß von lokalem Interesse ist. Die Abbildungen sind (? wegen des Papieres) meist nicht ganz scharf.

Sal.

Häberle, D., **Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz.** Ein Beitrag zur pfälzischen Heimatkunde. VIII u. 66 S. 6 Text-Abbildungen, 10 Tafeln, 1 Karte. Sonderabdruck aus dem Wanderbuch des Pfälzerwald-Vereins für 1913. Verlags-Abteilung des Pfälzerwald-Vereins. In Kommission bei Hermann Kaysers Verlag, Kaiserslautern 1913. Preis Mk. 3,—.

Der Verf. teilt die Pfalz in 6 natürliche Landschaftsgebiete ein, in die Pfälzische Rheinebene, den steilen, gestuften Gebirgsrand der Haardt, den eigentlichen, hauptsächlich aus Buntsandstein bestehenden Pfälzerwald, in die im wesentlichen vom Muschelkalk aufgebaute Südwestpfälzische Hochfläche, das Permocarbonische Nordpfälzische Bergland und in die zwischen die beiden letzteren eingeschobene Westpfälzische Moorniederung. Der Text bringt eine gute zusammenfassende Betrachtung dieser einzelnen Landschaftsgebiete nach ihrem geologischen Bau, den Oberflächenformen und den auf ihnen beruhenden wirtschaftlichen Bedingungen. Auch Klima, Fauna und Flora sind zweckentsprechend berücksichtigt. Eine kleine Übersichtskarte in 1 : 500 000 und zahlreiche, meist ausgezeichnete Landschaftsbilder, Kärtchen und Profile erläutern die Ausführungen. Sehr zahlreiche Literaturangaben und ein sorgfältiges Orts-, Autor- und Sachverzeichnis unterstützen die Benutzung des allgemein verständlich und klar geschriebenen empfehlenswerten Büchleins.

Sal.

Sechster Jahresbericht des Niedersächsischen Geologischen Vereins (Geologische Abteilung der Naturhistorischen Gesellschaft zu Hannover). Hannover 1913. 217 S. Text. Mit einer col. Karte, 6 z. T. col. Tafeln und zahlreichen Textfiguren. Preis 5 M. für Nichtmitglieder. Adresse: Privatdozent Dr. Fr. Schöndorf, 1 Schriftführer, Hannover, Techn. Hochschule, Mineralog. Institut.

Der Jahresbericht hat folgenden Inhalt:

I. Sitzungsberichte u. a. O. H. Erdmannsdörffer, Bericht über die Exkursion in das Radautal bei Harzburg am 27. März 1913, L. Hotopp, Über die Ableitung der Kaliendlaugen in öffentliche Gewässer, Fr. Schöndorf, Über das Aufsteigen des Salzgebirges. II. Mitgliederverzeichnis. III. Kassenbericht. IV. Abhandlungen.

A. von Koenen, Über Veränderungen des Verhaltens von Störungen im Fortstreichen und Einfallen und über den Bau der Hilsmulde. Mit 6 Textfig.

J. Fromme, Der Harzburger Nephrit.

W. Wetzel, Über ein Kieselholzgeschiebe mit Teredonen aus den Holtenauer Kanalaufschlüssen. Mit 3 Tafeln.

O. H. Erdmannsdörffer, Über Eisenerze in der Umgebung von Elbingerode. Mit 2 Textfig.

Fr. Schöndorf, Der geologische Bau der Gehrdener Berge bei Hannover. Mit 1 color. geolog. Karte und 4 Textfig.

W. Bruhns und W. Mecklenburg, Über die sogenannte »Kristallisationskraft«. Mit 2 Textfig.

C. Rühle, Der Aufbau der Kalisalzlagerstätte des Bernburger Sattels, insbesondere des »älteren Lagers« von »Solvay« in Preußen. Mit 2 Tafeln, 2 Textfig. und 5 Tabellen.

O. Grupe, Der geologische Aufbau der Weserlandschaft in der Gegend von Bodenwerder-Eschershausen-Stadtoldendorf. Mit 1 Tafel und 1 Textfig.

Fr. Schöndorf, Die stratigraphischen Verhältnisse der »Vorwohler Asphaltgruben« in Braunschweig. Mit 1 Textfig.

Ist Geologie eine Wissenschaft? »Deutschland unter Kaiser Wilhelm II.« heißt das dreibändige Werk, das die Entwicklungsgeschichte des Deutschen Reiches und Volkes in allen Gebieten des modernen geistigen Lebens zur Darstellung bringen soll. Das X. Buch ist den Wissenschaften gewidmet, seine 5. Abteilung den Naturwissenschaften. Als solche werden behandelt: Allgemeines und Botanik, Astronomie und Geophysik, Physik, Chemie, Physikalische Chemie, Zoologie. Man wird zugeben müssen, daß hier eine eigenartige Auswahl getroffen ist. Denn wo bleiben Mineralogie, Geologie, Geographie, Anthropologie, Ethnographie? Wenn man auch die eine oder andere dieser Wissenschaften mit unter einer der aufgezählten begreifen kann, so geht das doch unmöglich mit der Geologie. Entweder ist die Schriftleitung wohl der Meinung gewesen, daß Erdgeschichte überhaupt keine Wissenschaft sei, oder daß ihre Fortschritte während der letzten 25 Jahre so geringfügig gewesen seien, daß sie in einem derartigen Werke nicht erwähnt zu werden verdienten. St.

V. Personalia.

Theodosius Tschernyschew †.

Von **E. Kayser** (Marburg).

(Mit Tafel III.)

Am 15. d. M. entschlief im 57. Lebensjahre ganz unerwartet der Genannte, einer der beliebtesten und hervorragendsten Geologen unserer Zeit. Noch im November v. J., nach seiner Rückkehr vom internationalen Geologenkongreß in Canada, hatte er von St. Petersburg aus, anscheinend in bestem Wohlsein, an den Verfasser dieser Zeilen geschrieben, um ihm über den Verlauf des Kongresses zu berichten; aber schon eine gegen Neujahr in Marburg anlangende Glückwunschkarte sprach von einer soeben überstandenen schweren Erkrankung, und kurze Zeit darauf sollte der so ungewöhnlich lebens- und schaffensfreudige Mann sein Leben aushauchen.

Von seinem kleinrussischen Vater hatte der Verblichene seine große geistige Beweglichkeit, seine Liebenswürdigkeit, seinen Frohsinn und seine Sangesfreudigkeit ererbt, von seiner deutschen Mutter seine Gründlichkeit und Ausdauer und seinen wissenschaftlichen Sinn. Die Vereinigung dieser Eigenschaften machte ihn wie geschaffen zum Gelehrten, zum Organisator, und nach beiden Richtungen hat er Ausgezeichnetes geleistet. Ein treuer Freund deutschen Wesens und deutscher Wissenschaft ist mit Tschernyschew hingegangen, ein Mann, der stets bemüht war, die Beziehungen zwischen den beiden großen Nachbarreichen möglichst freundlich zu gestalten. Mit dem Verf. hat ihn eine 30jährige, im Laufe der Jahre auf zahlreichen gemeinsamen Reisen in Deutschland, Österreich, Frankreich, England, Rußland und Amerika immer fester geknüpfte Freundschaft verbunden, die in seinen, alle paar Jahre wiederholten Besuchen Marburgs deutlich zum Ausdruck kam. Aber auch vielen anderen deutschen Geologen ist er bei ihrem Besuche in St. Petersburg und auf ihren Reisen in Rußland stets der zuvorkommendste und hilfsbereiteste Berater und Förderer gewesen.

Im Jahre 1856 zu Kiew geboren, erhielt er seine Vorbildung auf dem dortigen Gymnasium, um sodann zuerst in die Marineschule, später in das Berginstitut zu St.

Petersburg einzutreten. Nach vollendetem Studium finden wir TSCHERNYSCHEW von Anfang der achtziger Jahre an zuerst im mittleren, später auch im Südural. Dieser Zeit entstammen seine ersten Arbeiten (Skapolith des Ilmengebirges, Diabas-Kontaktmetamorphose am W.-Abhang des Urals usw.), denen bald weitere größere über die Tektonik, Stratigraphie und besonders Paläontologie der devonischen Ablagerungen des Uralgebirges folgten (1884—1889). In die Anfänge der achtziger Jahre fällt auch die erste Anknüpfung der Beziehungen des Entschlafenen zum Verf. Sie wurde veranlaßt durch die Auffindung ganz ähnlicher altdevonischer (sog. hercynischer) Versteinerungen am Ural, wie Verf. sie einige Zeit zuvor aus dem Harz beschrieben und, den bis dahin herrschenden Anschauungen entgegen, samt ihren böhmischen und sonstigen Äquivalenten vom Silur abgetrennt und dem Devon zugewiesen hatte.

Schon 1882 war TSCHERNYSCHEW in den Verband des Geologischen Komites, der geologischen Reichsanstalt Rußlands eingetreten, die damals sowohl nach Mitteln wie nach Zahl der angestellten Geologen noch einen bescheidenen Umfang hatte. Er hat dieser Anstalt, seit 1903 als ihr erster Direktor, mit größter Hingebung bis an sein Lebensende angehört und sie dank seinem Geschick und seiner Tatkraft, z. T. unter Überwindung großer äußerer und innerer Schwierigkeiten, allmählich zu immer größerer Blüte gebracht. Ihre Krönung fanden seine Verdienste um sie in einem großartigen, erst im vorigen Jahre vollendeten Neubau, der im kommenden Sommer seiner Einweihung entgegengeht.

Waren in den ersten beiden Dritteln der achtziger Jahre die wissenschaftlichen Bestrebungen TSCHERNYSCHEWS in der Hauptsache dem Ural gewidmet gewesen, so öffnete sich ihm von 1888 an ein ganz neues Arbeitsgebiet: das ans Eismeer angrenzende Gelände der Petschora und Dwina samt dem Timan-Rücken. Es galt, dies gewaltige, seit dem Grafen VON KEYSERLING (1846) nicht mehr genauer untersuchte Gebiet nach verschiedenen Richtungen zu durchqueren und auf seinen geologischen Aufbau und Mineralreichtum hin zu erforschen. Der Verstorbene wurde zum Leiter dieser zwei Jahre (1889 und 1890) dauernden Expedition ausersehen und hatte hier die erste Gelegenheit, seine glänzende organisatorische Befähigung zu beweisen. Unter den wissenschaftlichen Ergebnissen dieser Reise verdient erwähnt zu werden, daß dort außer dem schon durch KEYSERLING entdeckten Oberdevon auch Obersilur, sowie sehr versteinerungsreiches marines Obercarbon und Perm vertreten sind. Wichtig war auch die Feststellung einer ausgedehnten, bis 150 m über den Meeresspiegel emporreichenden diluvialen Transgression des arktischen Meeres.

Nach seiner Rückkehr aus dem Norden wendete TSCHERNYSCHEW sich 1892—1894 mit gleichem Eifer der Erforschung des Donetz-Steinkohlengebiets zu. Aber schon 1895 sandte man ihn aufs neue nach dem Norden, diesmal als Führer einer Expedition nach Nowaja Semlja. Auf diesen Reisen wurde nachgewiesen, daß die ältesten Ablagerungen jener Gegend aus meist metamorphem Mitteldevon bestehen, während die mittleren Teile der großen Insel fast ausschließlich aus fossilreichen Bildungen der Artinsk-Stufe (mit *Popanoceras* und *Medlicottia*) zusammengesetzt sind. Auch hier waren allenthalben die Spuren der schon erwähnten großen diluvialen arktischen Überflutung wahrzunehmen.

Im Jahre 1897 fand in Petersburg der internationale Geologenkongreß statt, der durch die weiten, nach dem Ural, dem Kaukasus, dem Kaspisee und Armenien führenden Reisen, sowie durch die großartige, damals vielen Hunderten von fremden Geologen seitens der russischen Regierung gebotene Gastfreundschaft allen Teilnehmern unvergeßlich bleiben wird. Neben KARPINSKY hat TSCHERNYSCHEW schon bei den langen und mühevollen Vorbereitungen, dann aber auch während des Kongresses selbst alle seine Kraft für das Gelingen dieser großen wissenschaftlichen Veranstaltung eingesetzt. Ihm fiel auch naturgemäß im Ural und im Donetzgebiete die Hauptführung zu, und alle Nationen konnten bei dieser Gelegen-

heit nicht genug seine nie versagende liebenswürdige Munterkeit ebenso wie seine Tatkraft und Ausdauer bewundern.

Noch im Kongreßjahre begann für den Verblichenen dadurch eine neue Seite der Tätigkeit, daß er in Beziehung zur Petersburger Akademie der Wissenschaften trat. 1897 wurde er Adjunkt, 1899 außerordentliches, 1909 ordentliches Mitglied dieser höchsten gelehrten Körperschaft Rußlands, um die er sich, besonders durch Ordnung und Neuaufstellung der überaus wertvollen, aber sehr vernachlässigten geologischen Sammlungen — die jetzt im »Museum Peters des Großen« Platz gefunden haben — bleibende Verdienste erworben hat.

Die nächsten 5—6 Jahre waren für den Verstorbenen wiederum ausgesprochene Reisejahre. 1899 wurde ihm seitens der Akademie die verantwortungsvolle Aufgabe zuteil, die Leitung der russischen Abteilung der in die Jahre 1899—1902 fallenden russisch-schwedischen Gradmessungsexpedition auf Spitzbergen zu übernehmen — eine Aufgabe, die für ihn eine nicht weniger als dreimalige Reise von Petersburg nach Spitzbergen nötig machte. Schon 1903 aber sehen wir ihn in Turkestan, um dort die Wirkungen des großen Erdbebens von Andischan vom Jahre 1902 zu untersuchen. Dazu kamen noch der Besuch der internationalen Geologenkongresse von Paris und Wien in den Jahren 1900 und 1903, sowie einige andere kleinere Reisen. Trotzdem fand Tschernyschew die nötige Zeit, um außer verschiedenen kürzeren Arbeiten 1902 eines seiner Hauptwerke, die prächtige Monographie der obercarbonischen Brachiopoden des Urals und Timans zu veröffentlichen.

Mit dem Jahre 1903, in welchem Tschernyschew die Leitung der geologischen Reichsanstalt übernahm, begannen für Rußland die verhängnisvollen Zeiten, die zum Kriege mit Japan führten. Auch nach dem Friedensschluß bestanden die hochgradige Erregung und schwere innerpolitische Wirren unverändert fort, so daß die Leitung einer Anstalt mit so vielen jungen Männern oft recht schwierig wurde. Der Verstorbene hatte bei seinem weichen und empfindsamen Gemüt unter diesen unerfreulichen Verhältnissen selbst sehr zu leiden. Wurde doch in der Nacht, als vor seinen Augen in den Straßen Petersburgs die Aufrührer mit Kanonen beschossen und Verwundete und Tote in Massen in die anliegenden Häuser geschleppt wurden, sein bis dahin dunkles Haupthaar schneeweiß! Dennoch fehlt es auch aus dieser erregten Zeit nicht an Beweisen seiner wissenschaftlichen Tätigkeit. 1906 besuchte er als Abgesandter der russischen Regierung den internationalen Geologenkongreß in Mexico. 1907 berichtete er über die Entdeckung einer versteinerungsreichen Kössener Fauna am Nordabhange des Kaukasus — jetzt kennt man von dort die vollständige Reihe von den Werfener bis zu den Kössener Schichten —, und 1908 nahm er, dem lebhaften Drängen der Gelehrten- wie der Regierungskreise nachgebend, die heikle Aufgabe der Leitung des Berginstitutes auf sich und hielt dort während zweier Winter Vorlesungen über Stratigraphie ab.

In den letzten Jahren seines Lebens wurde Tschernyschew immer mehr zum offiziellen Vertreter seiner Regierung auf ausländischen gelehrten Kongressen und Besprechungen. So sehen wir ihn 1910 auf dem internationalen Geologenkongreß zu Stockholm, 1912 zu Dundee in Schottland auf der Vereinigung der British Association und in Rom zur Teilnahme an einer Zusammenkunft der internationalen Kommission für Polarforschung, 1913 endlich auf dem Geologenkongreß von Toronto in Canada.

Daß es einem Manne von so vielseitiger Betätigung, ohne den ein Geologenkongreß überhaupt nicht mehr möglich erschien, nicht an Anerkennungen und Ehrungen fehlen konnte, ist selbstverständlich. So erhielt er die allerverschiedensten Orden, und so machte ihn die Universität Marburg schon 1903 zum Dr. honoris

causa. In der Folgezeit wurde ihm die gleiche Ehrung auch von Genf, Lüttich, Greifswald und anderen Hochschulen zuteil. Die Göttinger Akademie der Wissenschaften, die geologischen Gesellschaften von London, von Amerika usw. ernannten ihn zu ihrem Mitgliede, die geologische Vereinigung zu Frankfurt a. M. zu ihrem stellvertretenden Vorsitzenden.

Ein Leben, ungewöhnlich reich an Arbeit, fast überreich an Mannigfaltigkeit und Fülle der an den Verstorbenen herangetretenen Aufgaben, aber auch selten reich an Erfolgen, liegt nunmehr abgeschlossen da. Will man in aller Kürze die Hauptseiten der Tätigkeit des Verblichenen zusammenfassen, so kann man sagen, daß er der beste Kenner des russischen Paläozoicums und der beste Kenner der Geologie des Urals wie auch des hohen Nordens des europäischen Rußlands gewesen ist; gleichzeitig ein Mann, der sich in schwierigen Zeiten in der Leitung des geologischen Komites und zeitweise auch des Berginstitutes bewährt und sich um die Unterbringung und Neuordnung der geologischen Sammlungen der Akademie die größten Verdienste erworben hat. Viele weitere Pläne beschäftigten den Entschlafenen. Er wollte vor allem eine geologische Karte Sibiriens — die erste ihrer Art — herausgeben, die von ihm am Berginstitut gehaltenen Vorlesungen veröffentlichen u. a. m. Es hat nicht sein sollen. Andere werden statt seiner dies und anderes zu vollenden haben. Für immer aber wird in den Annalen der russischen Wissenschaft sein Name als eines der besten Männer verzeichnet bleiben, und seine zahlreichen Freunde und Schüler werden dem ausgezeichneten, treuen und liebenswürdigen Mann weit über das Grab hinaus ein herzliches Andenken bewahren. Requiescat in pace!

Gestorben sind: am 2. September in München der ord. Honorarprofessor der Geologie an d. Universität Kiel, Geh. Rat Dr. H. J. Haas; im Juli in Innerafrika der Geologe Dr. Karl Beck; im Juni in Frankfurt a. Main der Paläontologe Prof. Dr. Kinkelin; im August der Vulkanforscher Dr. Tempest Anderson; im August der englische Paläobotaniker W. H. Sutcliffe; am 28. Oktober der Landesgeologe Prof. D. H. Potonié; in Florenz der italienische Geologe Prof. J. Cocchi, 36 Jahre alt; am 20. Januar der Geh. Oberbergrat Prof. Dr. H. Rosenbusch, früher Professor der Mineralogie und Geologie an der Universität Heidelberg; am 20. Januar 1914 in Charlottenburg der Abteilungsdirigent für die geolog.-agronom. Aufnahmen im norddeutschen Flachland, Geh. Bergrat Prof. Dr. F. Wahnschaffe; am 22. Juli in Bonn der em. Professor der Mineralogie und Geologie, Geh. Bergrat H. Laspeyres; am 5. Juni in Heidelberg der ao. Professor für Chemie M. Dittrich; am 16. Januar in St. Petersburg der Direktor des Comité Géologique Exzellenz Dr. Th. Tschernyschew; der Direktor des Kgl. böhmischen Museums in Prag, Prof. Dr. A. Fritsch von Prag am 15. November; in Bern am 4. November der Professor für Geologie und Mineralogie Dr. A. Baltzer.

Habilitiert hat sich: Dr. Weigel für Mineralogie an der Universität Göttingen; Dr. G. Dyhrenfurth für Geologie und Paläontologie an der Universität Breslau; Dr. A. Wurm für Geologie an der Universität Heidelberg.

Ernannt sind: der ao. Professor der Geologie a. d. Universität Jena Dr. O. Wilckens zum Ordinarius für das gleiche Fach an d. Universität Straßburg; Dr. O. Hackl und Dr. G. Götzinger zu Assistenten an der Geolog. Reichsanstalt in Wien; Prof. Dr. E. Haug-Paris und Dr. P. J. Holmquist-Stockholm zu korresp. Mitgliedern der Geologischen Gesellschaft in London; die Geologen Prof. Dr. J. C. Branner zum Präsidenten der Stanford-Universität; Dr. A. Strahan zum Direktor der britischen geologischen Landesaufnahme und des geologischen Museums in London; der Mineraloge Prof. Dr. Fr. Becke-Wien zum korresp. Mitglied der Bayeri-

schen Akademie der Wissenschaften; Prof. Dr. Fr. Kossmat in Graz zum Professor für Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig; die ao. Professoren für Geologie und Paläontologie, Dr. V. Hilber an der Universität Graz und Dr. E. Hugl an der Universität Bern zu ordentl. Professoren.

Verliehen ist der Titel Bergrat dem Wiener Geologen Dr. Fr. Ritter Kerner von Marilaun; der Titel Geheimer Bergrat dem Professor Dr. Frech an der Universität Breslau und dem Landesgeologen Dr. L. van Wervecke in Straßburg i. E.

VI. Versammlungen usw.

Niederrheinischer Geologischer Verein.

Programm der Hauptversammlung in Cöln, 6.—8. April 1914.

Montag, den 6. April, Nachm. 3 Uhr: Sitzung in der Handelshochschule in Cöln.

Dienstag, den 7. April: Exkursion in das Devon im O. von Cöln. Tertiär, Diluvialterrassen.

Mittwoch, den 8. April: Exkursion in das Tertiär des Vorgebirges im W. von Cöln. Miocän, Pliocän, Diluvium.

Die Führung der Exkursionen hat Herr Bezirksgeologe Dr. Fliegel.

Genaueres Programm ist durch Herrn Prof. Dr. Kaiser-Gießen zu beziehen.

Oberrheinischer Geologischer Verein.

Die Hauptversammlung beginnt am 14. April in Friedrichshafen.

Genaueres Programm ist zu beziehen durch Prof. Dr. Salomon-Heidelberg.

VII. Geologische Vereinigung.

Hauptversammlung der geolog. Vereinigung

am 10. und 11. Januar 1914 zu Frankfurt a. Main.

Der Vorsitzende, Herr E. Kayser-Marburg, begrüßte die in großer Zahl erschienenen auswärtigen und Frankfurter Mitglieder und teilt mit, daß im verflossenen Jahre sieben Mitglieder verstorben sind: Dr. C. Gerlach-Frankfurt a. M., Prof. H. Haas-Kiel, Prof. Heinich-Pirna, Prof. E. Holzapfel-Straßburg, Prof. F. Kinkelin-Frankfurt a. M., Dr. Mayr-München und Prof. Schoetensack-Heidelberg. Zu ihrem Andenken erhebt sich die Versammlung. Trotz dieser schweren Verluste weist die Mitgliederliste ein dauerndes Steigen auf: von 548 am 1. Januar 1913 auf 567 am 1. Januar 1914. Die Kassenverhältnisse sind befriedigend, dank der vorzüglichen Arbeit des Kassierers E. Schulze-Hein; einem kleinen Defizit, daß durch die Verstärkung der Geologischen Rundschau entstand, steht ein Vermögen von über 4000 Mark gegenüber. Als stellvertretender Vorsitzender an Stelle des verstorbenen Prof. Holzapfel wurde Geh. Oberbergrat Prof. R. Lepsius-Darmstadt gewählt. Nachdem der Vorsitzende noch auf die prachtvollen Photographien paläontologischer Objekte hingewiesen hatte, die die Firma Werner u. Winter, Frankfurt a. M., für die Teilnehmer der Tagung ausgestellt hatte, begannen die Vorträge.

Am Sonntag fand eine von über 70 Teilnehmern besuchte, durch prachtvolles klares Winterwetter begünstigte Exkursion auf den kleinen Feldberg statt, wo das neue geophysikalisch-meteorologische Taunusobservatorium besichtigt wurde, das die Witwe des verstorbenen Fachgenossen A. v. Reinach dem physikalischen Verein geschenkt hat.

Vorträge.

1) H. Gerth (Bonn): Bodenbeschaffenheit und Bodenschätze der Argentinischen Republik.

2) K. Walther (Montevideo): Über das Alter und den geologischen Charakter der sog. Pampasformation in Uruguay. (Diskussion: Steinmann).

3) H. Philipp (Greifswald): Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung.

4) G. Steinmann (Bonn): Vom internationalen Geologenkongreß in Canada. (Diskussion: Paulcke).

5) E. Kayser (Marburg): Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbesondere Talbildung in der Umgebung von Marburg. (Diskussion: Salomon, Meyer-Gießen, Schottler, Schwarz, Redner).

6) W. Salomon (Heidelberg): Über juvenile und vadose Wasser. (Diskussion: Cornelius).

7) G. Klemm (Darmstadt): Über Parallelstruktur in Eruptivgesteinen. (Diskussion: Salomon, Philipp, Steinmann).

8) E. Horn (Hamburg): Über Tiefseegräben. (Diskussion: Steinmann, Redner).

In einer Pause lud die Ortsgruppe Frankfurt zu einem Imbiß ein, der eine Durchführung sämtlicher Vorträge von 3—9 Uhr ermöglichte. Nachher blieben die meisten Mitglieder im Kaiserkeller einige Stunden beisammen.

Rechnungsabschluß für das Jahr 1913.

Kassenabschluß am 31. Dezember 1913.

Einnahmen:

Mitgliederbeiträge für 1913	ℳ	5954.—	
Mitgliederbeiträge für 1914 u. 1915	»	235.—	
Zahlung Max Weg f. d. Führer	»	400.—	
Zahlung Max Weg f. 15 Exemplare Heritsch	»	15.—	
Zinsen auf Contocorrent	»	155.73	
Zinsen auf Sparkasse	»	54.45	
Schätzungsweise b. Engelmann 1912 zu viel gerechnet	»	5.80	
Zahlung der Deutsch. Geolog. Gesellschaft	»	1000.—	
	ℳ	7819.98	

Ausgaben:

Druck und Versendung der Rundschau	ℳ	6254.98		
Druck der Berichte	»	403.55		
Druck des Führers	»	427.67		
Porti usw.	»	490.33	ℳ	7576.53
In Reserve gestellt 44 mal 5 ℳ Eintrittsgelder	ℳ	220.—		
Fehlbetrag im Jahre 1912	»	190.03	»	410.03
Gesamtausgaben			ℳ	7986.56
Gesamteinnahmen			»	7819.98
Fehlbetrag im Jahre 1913			ℳ	166.58

Kassenbestand am 1. Januar 1914.

Saldo Contocorrent	ℳ 4423.65		
Saldo Sparkasse	» 4299.45		
Bar in Kasse	» 501.60		
Noch fällige Zahlung d. Deutsch. Geolog. Gesellsch.	» 1000.—	»	10224.70
Rechnung Engelmann für 1913		»	6146.28
		ℳ	4078.42
Reserve 1910/11	ℳ 3460.—		
Reserve 1912	» 565.—		
Reserve 1913	» 220.—	»	4245.—
Fehlbetrag im Jahre 1913		ℳ	166.58

Der Rechnungsabschluß wurde geprüft und für richtig befunden von den Herren Dr. A. Born und Dr. R. Richter.

Über Parallelstruktur in Eruptivgesteinen.

Von **G. Klemm** (Darmstadt).

Der Vortragende führte in Lichtbildern eine Anzahl von Kontaktstufen von Alsbachit und Granit vom Melibocus vor, an denen zu sehen ist, daß die Parallelstruktur des Ganggesteines sich überall aufs innigste an die Oberfläche des Nebengesteines anschmiegt, und daß dies auch in den zahlreichen bis zu den feinsten Abmessungen herabsinkenden Äderchen der Fall ist, welche den Granit nach den verschiedensten Richtungen hin durchziehen. Hieraus ergibt es sich, daß die Parallelstruktur primär sein muß, d. h. vor der Erstarrung des Alsbachites entstanden, da sie ja bei der Annahme ihrer Entstehung durch Gebirgsdruck nach der Erstarrung durch die ganze Gangmasse und die feinen Äderchen hin dieselbe Richtung zeigen müßte. Auch ist der Granit durchaus nicht kataklastisch ausgebildet. Des weiteren wurde ein Alsbachitgang im kleinkörnigen Granit von der Dornbach bei Malchen abgebildet, in dem sich unregelmäßig umrandete pegmatitische Stellen finden, mit z. T. linsenförmigem Querschnitt. Diese Linsen können, da sie in einem nichtkataklastischen Gestein liegen, nicht etwa als auseinandergezerrte oder abgequetschte Teile eines Ganges aufgefaßt werden, sondern nur als primäre Injektions- oder Ausscheidungsformen. Als Analoga wurden Granitgänge im Hornfels von Zwingenberg im Bilde gezeigt. Auch ein fluidaler Pegmatitgang von Groß-Bieberau wurde besprochen.

Dann ging der Vortragende über auf endogene Kontakterscheinungen an Granitporphyrgängen des Odenwaldes, besonders einem solchen von Erlau bei Fränkisch-Krumbach. Dieser Gang setzt auf in einem stark flaserigen Granit, der an Amphibolitschollen reich ist. Der Granitporphyrgang dringt in diesen mit zahlreichen Apophysen ein, in denen jedesmal die Parallelstruktur genau parallel zum Salband verläuft und oft quer zu der Flaserung des Granites. Auch hier kann deshalb die Parallelstruktur des Granitporphyrs nur als primär aufgefaßt werden.

In dem stark fluidalen Granitporphyr finden sich häufig ausgewalzte Quarzkörner, Glimmerlamellen und Hornblenden, die um Feldspäte herumgebogen sind, kurz alle die Erscheinungen, welche Futterer seinerzeit als kataklastische Phänomene aus den »Ganggraniten« von Großsachsen i. Od. und aus dem Quarzporphyr von Thal in Thüringen beschrieben hat.

Der Vortragende besprach sodann parallel struierte Aplite der Schweizer Zentralalpen. W. Salomon hat in einem Aufsatze: »Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch?« diese Frage verneint auf Grund der Beobachtungen an einem Aplitgange der im »Gamsbodengneis«, einem flaserigen Granit, an der Gotthardstraße unweit der Grenze der Kantone Uri und Tessin, etwas nördlich

von der Paßhöhe aufsetzt. Dieser Aplit zeigt deutliche Plattung, die genau mit der Flaserung des Gotthardgranites übereinstimmt. Salomon nimmt an, daß der Aplit in den schon erkalteten Granit eingedrungen sei und mit diesem zusammen durch späteren Gebirgsdruck Parallelstruktur erhalten habe. Der Vortragende glaubt dagegen, daß der Aplit in den noch nicht völlig erstarrten Granit injiziert worden ist, da er aufs innigste mit diesem verwachsen ist, und da er den Flasergranit parallel zu seiner Flaserung aufgeblättert hat. Er stellt sich vor, daß der Intrusionsdruck noch eine Zeitlang nachgewirkt und hierbei dem Aplit dieselbe Parallelstruktur aufgeprägt habe, wie vorher schon dem Granit.

Er zeigt, daß die besprochenen Erscheinungen, daß Aplitgänge eine schräg zum Salband verlaufende mit der des benachbarten Flasergranites übereinstimmende Parallelstruktur besitzen, im Gotthard-Tessiner und Simplonmassiv ganz allgemein verbreitet ist. Er schließt daraus, daß die Parallelstruktur der »Gneise« dieser Massive primär ist, und schildert den durchaus verschiedenartigen Charakter von proto- und kataklastischen Granitmassiven. Auch Granite mit so komplizierten Strukturen, wie sie mehrfach besonders zwischen Faido und Rodi im Tessintal zu beobachten sind, müssen protoklastisch sein, und ihre Struktur durch lokalen Druck, bedingt durch Einsinken von Sedimentschollen in das zähe Magma, erhalten haben.

Zum Schluß zeigt der Vortragende noch im Lichtbilde mehrere Querschnitte eines Amphibolitblockes aus dem Bergsturz von Airolo. Dies aus der »Tremolaserie« stammende Gestein enthält einen scheinbar gefalteten Aplitgang, während die Schichtung des Amphibolites selbst keine Faltung erkennen läßt, sondern ganz ebenflächig verläuft. Die scheinbare Faltung des Aplites muß also bei seiner Injektion entstanden sein, wahrscheinlich bedingt durch die Form der Spalte, in welcher er aufstieg. Der Vortragende weist auch darauf hin, daß er vor J. Königsberger schon betont und nachgewiesen hat, daß die Sedimente, welche den Südabhang des Gotthards bei Airolo zusammensetzen (die sog. »Bedrettomulde«) keine muldenförmige Lagerung besitzen.

Von E. Kayser (Marburg). **Über die Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbesondere Talbildung in der Umgebung von Marburg.**

Unter Vorlage der im Sommer 1913 fertig gestellten geologischen Aufnahme der neuen Meßtischblätter Marburg und Niederwalgern ging der Vortragende zunächst auf die eigenartige Geländebeschaffenheit der Gegend von Marburg selbst ein, die mit ihren zahlreichen Kuppenbergen Formen aufweist, wie sie sonst nur kristallinen Massengesteinen, aber nicht dem sie zusammensetzenden Buntsandstein zukommen. Der Grund dafür ist nach dem Redner in den gerade bei Marburg besonders gedrängt auftretenden Verwerfungen zu suchen, durch welche die Buntsandsteinplatte in eine Reihe von Schollen zerlegt wurde, die voneinander durch tiefe, mit den Bruchlinien zusammenfallende Täler und Einsattelungen getrennt, von allen Seiten von der Abtragung ergriffen wurden und dadurch ihre Burgberggestalt erhielten.

Der Vortragende ging sodann auf die merkwürdige Umbiegung des Lahntales bei Göttingen oberhalb Marburg ein. Der bis dahin einer west-östlichen Richtung folgende Fluß biegt bei Göttingen zuerst nach SO. und bald darauf, zwischen Göttingen und Cölbe, scharf nach S. um, um diese Richtung weiterhin bis nach Gießen festzuhalten. Daß der Fluß noch in der älteren Diluvialzeit einen andern, nach Osten ins Amöneburger Becken gehenden Lauf besaß, zeigen hochliegende, aus paläozoischem Material der oberen Lahngegend bestehende Schotter in der Gegend von Klein-Seelheim (unweit Amöneburg). Erst später muß er aus der östlichen in die heutige Südrichtung abgelenkt worden sein — wie Redner an der Hand der geologischen Karte zeigte, durch neu entstandene oder vielleicht neu aufgerissene Verwerfungsspalten, die sich im ganzen Lahntale von Göttingen bis nach Marburg und weiter talabwärts am abweichend geologischen Bau der

beiden Talseiten, sowie an den aus dem Talgrunde hervorbrechenden Spaltquellen nachweisen lassen.

Diese Verwerfungen müssen sehr jung sein. Sie stehen offenbar in Verbindung mit Bodenbewegungen, die bis in die jüngste Diluvialzeit angehalten haben: wahrscheinlich Heraushebungen des benachbarten (im W. von Marburg liegenden) alten Kernes des rheinischen Schiefergebirges und gleichzeitige Senkungen des mesozoischen (Buntsandstein-)Vorlandes. Daß diese Heraushebungen ruckweise erfolgten, geht aus den Steilabstürzen hervor, mit denen die diluvialen Terrassen nicht nur im Lahntale selbst, sondern auch in dessen Nebentälern aneinander grenzen. Die Wässer vieler Seitentäler der Lahn münden nicht mit ebenem Talboden ins Haupttal, sondern haben eine tiefe Rinne in einen älteren, der Niederterrasse angehörigen Talboden eingeschnitten, der an seinem Unterende steil gegen das Lahntal abbricht. Auch die Täler zwischen den Marburger Kuppenbergen machen mit ihren steilen Gehängen und dem völligen Fehlen eines ebenen Talbodens durchaus nicht den Eindruck alter »reifer«, sondern den ganz jugendlicher Täler.

Ortsgruppe Mannheim-Heidelberg.

Die Ortsgruppe zählt zurzeit 118 außerordentliche Mitglieder und 24 ordentliche Mitglieder (die zugleich Mitglieder des Hauptvereins sind).

Seit dem letzten Bericht, der in der Rundschau 1913, Bd. IV, S. 63 erschienen ist, hatten die Mitglieder Gelegenheit, an folgenden Veranstaltungen teilzunehmen.

Im Jahre 1913:

16. Januar: Vortrag von Professor Dr. Strigel: Über die permische Landoberfläche im Odenwald. Sitzung Heidelberg.

25. Februar: Vortrag von Professor Dr. Salomon: Juveniles und vadoses Wasser. Sitzung Heidelberg.

11. März: Vortrag von Dr. Wurm: Tiere aus der Steppenzeit unserer Gegend. Sitzung Mannheim. Gemeinsame Veranstaltung mit dem Verein für Naturkunde Mannheim.

7. Mai: Vortrag von Dr. Schmitthenner: Geomorphologische Untersuchungen im Schwarzwald. Sitzung Heidelberg.

8. Juli: Vortrag von Dr. Häberle: Über eigenartige Verwitterungsformen im Buntsandstein des Pfälzerwaldes. Sitzung Heidelberg.

19. November: Vortrag von Professor Dr. Salomon: Wie kann man als Laie auf Reisen geologisch beobachten? Gemeinsame Veranstaltung in Heidelberg zusammen mit dem Historisch-Philosophischen Verein Heidelberg.

6. Dezember: Einladung zum Colloquium der geologischen Institute Heidelberg, Karlsruhe, Stuttgart in Karlsruhe.

16. Dezember: Vortrag von Dr. Häberle: Die geologischen Verhältnisse der Rheinpfalz. Gemeinsame Veranstaltung mit dem Verein für Naturkunde Mannheim. Sitzung Mannheim.

Außerdem wurden 6 Exkursionen ausgeführt.

Im Jahre 1914:

26. Januar: Vortrag von Dr. Botzong: Die paläogeographischen Verhältnisse Deutschlands vom Carbon bis zur Trias. Sitzung Heidelberg.

31. Januar. Einladung zum Colloquium der geologischen Institute Heidelberg, Karlsruhe, Stuttgart in Stuttgart.

In der Hauptversammlung vom 26. Januar 1914 erklärte Herr Salomon eine etwa auf ihn fallende Wiederwahl als Vorsitzender wegen Arbeitsüberlastung zurzeit nicht annehmen zu können. Es wurden dann gewählt zum

1. Vorsitzenden Professor Braun, Heidelberg,
zu stellvertretenden Vorsitzenden: Direktor Kuckuck, Heidelberg,
» » » Professor Föhner, Mannheim,
zum Kassenwart und Schriftführer Dr. A. Wurm, Heidelberg.

Bericht der Ortsgruppe München.

Über die Tätigkeit der Ortsgruppe München im 1. Halbjahr 1913 wurde in Band 4, Seite 576 schon berichtet. Seitdem fanden folgende Sitzungen statt:

28. Oktober Vortrag Dacqué: »Ein Beitrag zur Frage der konvergenten und intermittierenden Stammesentwicklung«.

18. November. Geschlossene Sitzung: Der 1. Vorstand von Stromer gab einen Bericht über das am 31. Oktober abgelaufene 1. Vereinsjahr. Die Mitgliederzahl stieg von 55 auf 63 (jetzt 67). Der Bericht des Kassenwarts Schuster ergibt einen Kassenbestand von 162,92 Mark. Ein Mitglied stiftete in dankenswerter Weise 100 Mark.

Die Neuwahlen hatten, da von Stromer und Weber erklärten, eine Wiederwahl nicht anzunehmen, folgendes Ergebnis:

1 Vorstand: Privatdozent Dr. Edgar Dacqué,
2. Vorstand: Privatdozent Dr. Hugo Mylius,
1. Schriftführer: Privatdozent Dr. Kurt Leuchs,
2. Schriftführer: K. Geologe Dr. Lothar Reuter,
Kassenwart: K. Geologe Dr. Mathäus Schuster.

Darauf hielt Levy einen Vortrag über: »Erloschene Gebirgsseen im Gebiete der Isar und Loisach«.

9. Dezember. Vortrag Leuchs: »Die Bedeutung der Überschiebungen in Zentralasien«. (Erscheint in der Geol. Rundschau.)

14 MAR. 1914

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

Th. Tschernyschew.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig und Berlin.

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

Auszug aus den Satzungen der „Geologischen Vereinigung“.

§ 3. Mitgliedschaft.

*Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt an den Kassenführer**. Das Eintrittsgeld beträgt 5 M., der Jahresbeitrag 10 M. für Personen sowohl wie für Institute, Bibliotheken usw. Die lebenslängliche Mitgliedschaft einer Person kann durch einmalige Zahlung von 250 M. erworben werden. Wer eine einmalige Zahlung von 1000 M. leistet, wird als Stifter geführt. Alle Mitglieder erhalten die **„Geologische Rundschau“** (8 Hefte zu 4—5 Bogen im Jahre) unentgeltlich und portofrei zugestellt.

Der Jahresbeitrag ist bis Ende Januar an den Kassenführer einzuzahlen*, andernfalls wird er durch Postauftrag erhoben. Verweigerung der Zahlung bedeutet Austritt aus der Vereinigung und zieht Einstellung der Zusendung der Zeitschrift nach sich.

Der Vorstand:

Ehrenpräsident:	**E. Suess** (Wien)
I. Vorsitzender:	**E. Kayser** (Marburg)
Stellvertret. Vorsitzender:	**R. Lepsius** (Darmstadt)
» »	**G. A. F. Molengraaff** (Haag)
» »	**P. Termier** (Paris)
» »	**Th. Tschernyschew** † (St. Petersburg)
Schriftführer:	**Fr. Drevermann** (Frankfurt a. M., Senckenbergisches Museum, Victoria Allee 7)
Stellvertret. Schriftführer:	**R. Liesegang** (Frankfurt a. M.)
Redakteur:	**G. Steinmann** (Bonn)
Mitredakteur:	**W. Salomon** (Heidelberg)
»	**O. Wilckens** (Straßburg i. E.)
* Kassenführer:	**H. Schulze-Hein** (Frankfurt a. M., Eschenheimer Anlage 31).

Comptoir Géologique & Minéralogique

ALEXANDRE STUER

4. Rue de Castellane PARIS

Nous nous permettons d'aviser les lecteurs de cette revue que nous recevrons toutes offres de beaux fossiles au choix ou en nombre qui nous seront faites.

Les roches bien formalisées nous sont aussi intéressantes.

Dr. Paul Michaëlis ° Sächsische Mineralien- und Lehrmittel-Handlung.

Dresden-Blasewitz, Schubertstraße 12.

Mineralien, Gesteine, speziell sächsischer Lokalitäten.

Neue mineral.-geologische Liste auf Wunsch.

Soeben ist erschienen:

Allgemeiner mineralogisch-geologischer

Lehrmittel-Katalog

für den Schulgebrauch.

II. Auflage. ⊢⊣ Erster Teil.

260 Seiten. Mit 107 Abbildungen.

Er enthält zunächst die **Einzelverzeichnisse** der **Mineralien, Gesteine** und **Fossilien** und die **kleineren Schulsammlungen;** es folgen die **größeren Schulsammlungen** für den **Lehrbedarf an höheren Schulen,** getrennt nach **Mineralogie, Kristallographie, Petrographie, Geologie,** und **Technologie,** die so eingerichtet sind, daß sie sich zugleich auch zu **Übungssammlungen** für **Studierende** und **Praktikanten** in den mineralogischen und geologischen Instituten der Universitäten und andern Hochschulen eignen.

Der zweite Teil des Kataloges wird im Herbst 1914 erscheinen.

Das petrographische Semester-Verzeichnis No. 9

gibt einen Überblick über die neuen Zugänge unseres ausgedehnten Gesteinslagers während des letzten Jahres.

Mehrere neue und interessante Lokalsammlungen, die unter der Mitwirkung namhafter Forscher gesammelt sind: die Gesteine aus dem **Nordingra-Distrikt** in **Schweden,** aus dem Manganerz-Distrikt von **Brosteni** in **Rumänien,** von **Pantelleria** und einer Anzahl von **Inseln** der **Liparischen Gruppe** von **Nord-Amerika** u. a. m.

Das mineralogische Semester-Verzeichnis No. 16

berichtet über eine reichhaltige Auswahl prachtvoller Museums-Schaustücke und bietet neue Mineralien und neue Mineralvorkommen; unter letzteren erwähnen wir herrliche Stufen von **Mimetesit, Wulfenit, Azurit** und **Malachit** von den **Otavi**-Kupfergruben, **Rubellit, Aquamarin, Euklas** und **Topas** aus **Brasilien,** neue Mineralien von **Californien, New Jersey, Madagaskar** und vieles andere.

Das palaeontologische Semester-Verzeichnis No. 43

bietet in reicher Auswahl seltene **fossile Pflanzen;** prächtige **Crinoiden** aus **Cambrium** bis **Carleon;** baltische **Trilobiten;** ausgezeichnete **Ammoniten** aus der Trias von **Bosnien-Herzegowina; Säugetiere** von **Samos, Ägypten, Sibirien.** Interessante **Anthropologica** usw.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein** Gegr. 1833.

Diesem Hefte ist eine Ankündigung der Verlagsbuchhandlung B. G. Teubner in Leipzig beigefügt.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.